

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

ИСТОРИЯ
РАЗВИТИЯ
РЕЛЬЕФА
СИБИРИ
И
ДАЛЬНЕГО
ВОСТОКА

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ
ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



ИСТОРИЯ
РАЗВИТИЯ
РЕЛЬЕФА
СИБИРИ
И
ДАЛЬНОГО
ВОСТОКА

**АЛТАЕ-САЯНСКАЯ
ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва—1969

Книга является первым наиболее полным обобщением по истории формирования рельефа Алтае-Саянской области с момента завершения геосинклинального развития, выхода страны из-под уровня моря и до современного ее состояния. Авторами использован многочисленный литературный материал, а также результаты их многолетних полевых исследований.

Вся история развития рельефа Алтае-Саянской области разделена на крупные этапы, своеобразно проявившиеся в различных ее регионах в зависимости от геологического строения и тектонической активности. Каждому этапу присущ определенный комплекс полезных ископаемых. В книге освещено применительно к описываемой области состояние отдельных важнейших геоморфологических проблем—неотектоники, поверхностей выравнивания, формирования речной сети, горного оледенения и субэразального покрова—и обоснована необходимость их дальнейшей разработки.

Таблиц 5, иллюстраций 42, библи. наз. 1028

Ответственные редакторы:

С. А. СТРЕЛКОВ и В. В. ВДОВИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю книга продолжает собой серию работ, посвященных восстановлению истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Авторы ее ставили перед собой задачу рассмотреть основные этапы формирования рельефа Алтае-Саянской горной области.

Алтае-Саянская горная область — одна из важнейших по своему горнопромышленному потенциалу и экономической освоенности — является частью орогенного пояса Южной Сибири. Изучение истории формирования ее рельефа имеет большое значение как для выявления общих закономерностей геологического и геоморфологического развития, так и для целенаправленного комплексного использования ее природных богатств.

Являясь частью орогенного пояса Южной Сибири и Дальнего Востока, Алтае-Саянская область охватывает весьма разнородную в геоморфологическом отношении территорию. В ней выделяются как высокогорные страны (Алтай, Восточный и Западный Саяны), так и сложные системы впадин и нагорий (Тува, Минусинские впадины, Кузнецкое нагорье, Салаир и Кузнецкая котловина).

Учитывая разнообразие территории, разнородную и в целом высокую степень ее изученности, к подготовке работы был привлечен большой коллектив. Основная часть авторов является сотрудниками Института геологии и геофизики Сибирского Отделения АН СССР, остальные представляют ряд научно-исследовательских и производственных организаций: Геологический институт АН СССР (Е. В. Девяткин), ЦНИГРИ (Ю. П. Казакевич и З. Н. Шварева), Западно-Сибирское геологическое управление (О. М. Адаменко и Ю. Б. Файнер), Томский государственный университет (А. М. Малолетко), Всесоюзный аэрогеологический трест (О. А. Раковец).

Благодаря любезности руководителей упомянутых учреждений, а также Новосибирского и Красноярского геологических управлений и треста «Запсибзолото» авторы получили возможность использовать оригинальные материалы.

Институтом геологии и геофизики СО АН СССР были поставлены специальные полевые исследования в различных частях Алтае-Саянской горной области. Кроме авторов настоящей книги в полевых работах приняли участие З. А. Сваричевская (Ленинградский государственный университет), В. А. Николаев, А. И. Лаврентьев и А. Н. Зудин (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), наблюдения и выводы которых изложены в отдельных очерках.

Предлагаемый читателю труд написан большим коллективом специалистов. Предисловие, введение и заключение написаны С. А. Стрелковым; раздел, касающийся связи тектонического развития с развитием морфоструктур, — О. В. Кашменской, раздел «Состав и распространение мезозойских и кайнозойских сложений» — В. В. Вдовиным, использовавшим материалы, представленные каждым автором по своему району.

Очерк развития рельефа Алтая составлен О. М. Адаменко, Е. В. Девяткиным, С. А. Стрелковым; другие очерки написаны: «Салаирский кряж» — В. В. Вдовиным и А. М. Малолетко, «Кузнецкая котловина» — Ю. Б. Файнером, «Кузнецкое нагорье» — О. В. Кашменской, Ю. П. Казакевич и З. Н. Шваревой, «Минусинские впадины» — О. А. Раковец и Л. К. Зяtkовой, «Восточный Саян» — Л. С. Миляевой, «Западный Саян» и «Тува» — Л. К. Зяtkовой.

Авторы использовали ценные консультации, советы и указания А. Л. Яншина, В. А. Кузнецова, В. Н. Сакса, Н. А. Флоренсова, В. А. Николаева, З. А. Сваричевской, К. В. Боголепова, В. Н. Олюнина, С. Ф. Дубинкина, В. В. Волкова, И. Н. Звонарева, Э. М. Сендерзона и других исследователей.

В подготовке рукописи к печати большая работа проделана А. И. Лаврентьевым и С. И. Есиковой.

Все упомянутым лицам, чья помощь была использована в подготовке и завершении настоящей книги, авторы выражают свою искреннюю признательность.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение истории развития рельефа предполагает выявление главных этапов, характеризующихся определенным сочетанием эндогенных и экзогенных факторов. Каждый древний этап выявляется в результате изучения реликтов рельефа, созданного на протяжении этого этапа. В этом плане восстановление этапов истории развития рельефа представляет собой задачу геологии, геоморфологии, палеогеографии и палеогеоморфологии, однако она не соответствует полностью ни одной из этих наук ни по объектам, ни по методам исследования. Так, от палеогеографии история развития рельефа отличается более узким кругом рассматриваемых вопросов, от палеогеоморфологии — методами изучения современного рельефа.

Изучение истории формирования рельефа позволяет судить о характере развития земной коры в отдельные эпохи и дает возможность подойти к выявлению новых закономерностей в соотношении эндогенных и экзогенных факторов в разных геоструктурных и ландшафтных условиях.

Для такой богатой полезными ископаемыми страны, какой является Алтай-Саянская область, анализ событий в истории ее развития имеет большое прикладное значение. Ряд полезных ископаемых гипергенного происхождения (бокситы, фосфориты и др.) непосредственно связан с теми или иными этапами преобразования поверхности. Возникновение россыпей также происходило на определенных этапах развития рельефа, благодаря чему они находятся в парагенетической связи с определенными элементами рельефа. Возникновение каменноугольных и железорудных месторождений, хотя и относится к древним периодам, подчиняется тем же общим закономерностям развития земной коры, которые привели к появлению современного рельефа. Ртутное оруденение связано с одним из последних этапов усиления тектонической активности, возможно обусловившим создание основных черт рельефа.

Необходимость иметь краткие и четкие гидрогеологические, инженерно-геологические и инженерно-геоморфологические характеристики конкретных районов обусловлена промышленным освоением тех районов Алтай-Саянской области, к которым приурочены запасы полезных ископаемых или удобных для использования гидроэнергетических ресурсов. Естественно, что обобщение материала по истории формирования рельефа всей Алтай-Саянской области может создать теоретическую основу для выполнения требований народного хозяйства на высоком уровне.

История формирования рельефа Алтай-Саянской области, как и любой другой территории, имеет две стадии или фазы: фазу образования геологической основы, структура которой как активно — путем обновления тектоники, — так и пассивно (через литоморфность) влияет на дальнейшее развитие рельефа, и фазу развития рельефа и переработки

поверхности, элементы которой сохранились в современном рельефе в виде самых древних реликтов.

При выделении этапов развития рельефа должен быть иной подход, чем при выделении этапов в создании геологической основы, хотя в понимании этого вопроса полного единства нет. Например, этап денудационного выравнивания рельефа может отвечать лишь небольшой части орогенного этапа развития современной геологической структуры Алтае-Саянской области. Однако правомерно и другое понимание, при котором этап денудационного выравнивания приравнивается к этапу платформенного развития структуры, как это делают И. П. Герасимов и Ю. А. Мещеряков и др.

Разбор геологических событий требует пояснения хронологической шкалы кайнозоя, в которой излагается материал. Авторами принята шкала, рекомендованная Межведомственным стратиграфическим комитетом в мае 1962 г. Граница между плиоценом и четвертичной системой проводится под слоями, отвечающими бакинской трансгрессии в Прикаспийской области, а четвертичная система делится на четыре подразделение, условно соответствующие отделам. В то же время необходимо отметить, что в литературе, касающейся четвертичной геологии Алтае-Саянской области, очень широкое хождение имеет шкала, в которой верхний плиоцен и нижний отдел четвертичной системы объединяются под названием эоплейстоцена, а оставшаяся часть четвертичной системы делится на нижний и верхний плейстоцен и голоцен. Это деление для Алтае-Саянской области является вполне естественным, так как плиоцен-нижнечетвертичные отложения здесь отвечают определенному этапу и составляют обломочную красноцветную формацию, в то время как вышележащие осадки характеризуются преимущественно серой окраской. Поэтому в очерках, посвященных отдельным районам, кое-где употребляется двойная (параллельная) номенклатура. Все другие вариации стратиграфических шкал (отнесение к четвертичной системе среднего плиоцена, выделение в эоплейстоцен только верхнего плиоцена и замена термина «четвертичный» термином «плейстоценовый») по возможности «переводились» в соответствующие эквиваленты принятой шкалы.

Для Алтае-Саянской области пока отсутствуют достоверные определения абсолютного возраста кайнозойских осадков. Поэтому по аналогии с другими областями примем длительность четвертичного периода около 700 тыс. лет, что соответствует последнему периоду прямого магнитного поля Земли. Можно также считать, что начало оледенения, соответствующего главному вьюрму Европы, отстоит от современности на 20—22 тыс. лет, а его конец — на 10—12 тыс. лет (не считая высокогорных районов, где ледники сохранились дольше).

Схематизированные карты рельефа Алтае-Саянской области составлены для трех этапов: этапа выравнивания и образования кор выветривания (поздний мел — ранний палеоген), этапа максимальных тектонических поднятий и расчленения (плиоцен — ранняя эпоха четвертичного периода) и этапа максимального развития оледенения. Карты построены по принципу отражения общего облика и главных особенностей рельефа каждого данного этапа. Для эпохи оледенения пришлось несколько отступить от этого принципа и показать не характер ледникового рельефа, что невозможно было сделать в принятом масштабе, а динамические типы оледенения, восстановленные по сочетанию форм ледникового рельефа.

О СВЯЗИ ОСНОВНЫХ ЧЕРТ ТЕКТОНИЧЕСКОГО И МОРФОСТРУКТУРНОГО РАЗВИТИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Для того чтобы представить развитие данной территории во время геосинклинального и орогенного этапов, необходимо кратко остановиться на некоторых современных теоретических представлениях в тектонике.

Алтае-Саянская горная страна возникла на месте синийско-кембрийской геосинклинальной системы в результате складчатости. Основные фазы складчатости имели в разных частях геосинклинали разный возраст. Амплитуда возрастных колебаний складчатости: от протерозойской (байкальской) — в Восточных Саянах, до пермотриасовой (герцинской) — в пределах Колывань-Томской зоны и Калбы.

Отметив направленность и необратимость развития земной коры, В. А. Кузнецов определил основные последовательные этапы тектонического развития Алтае-Саянской горной области: геосинклинальный, орогенный и платформенный. Таким образом, В. А. Кузнецов разделяет представления В. В. Белоусова (1954) о том, что Алтае-Саянская область, пройдя геосинклинальный и орогенный этапы, является частью молодой эпипалеозойской платформы.

Этих же взглядов придерживается ряд геологов-тектонистов: Н. И. Николаев, М. В. Муратов, Н. П. Херасков, Г. Ф. Мирчинк, В. А. Алродов, Е. В. Павловский и др. Все они считают, что горные сооружения типа Алтае-Саянской горной страны являются выступами складчатого основания фундамента платформы.

Имеется, однако, и другая точка зрения, впервые высказанная А. Д. Архангельским и поддержанная позднее В. Е. Хаиным, Б. А. Петрушевским, В. В. Богацким, Д. И. Мусатовым и некоторыми другими. По их представлению, орогенный этап развития геосинклинали может иметь любую продолжительность. Алтае-Саянская горная область, например, до сих пор находится в орогенной стадии развития. В. В. Богацкий, Д. И. Мусатов и В. Е. Хаин (1962) писали: «Енисейско-Алтае-Саянский складчатый пояс является областью исключительной подвижности, которая в той или иной мере сохранилась на всех этапах его развития вплоть до настоящего времени». По их мнению, Алтае-Саянская область отнюдь не является частью платформы. В понятие последней в пределах плит входит, как известно, второй структурный ярус — чехол, который образуется при определенном (платформенном) тектоническом режиме (опускании, предшествующем образованию чехла, с последующей счень слабой активностью движений).

Но такие районы, как Алтае-Саянская область, всегда были областями сноса, резко реагирующими на все тектонические напряжения. Накопление осадков происходило здесь лишь в межгорных впадинах, что характерно как раз для орогенных, а не для платформенных областей. Вряд ли можно сопоставить эту область и с теми частями платформ,

которые представлены щитами, так как характер тектонических движений в Алтае-Саянской горной области (степень дифференцированности и напряженности) значительно отличается от такового в пределах щитов. Поскольку платформа и геосинклиналь — понятия, связанные не только с территорией, но и с временем, нельзя утверждать, что затянувшаяся орогеническая фаза развития геосинклинали в пределах Алтае-Саянской горной области не сменится платформенной.

Вместе с тем следует отметить, что в пределах разновозрастных геосинклиналей одни участки земной коры, пройдя стадию замыкания геосинклинали, уже превратились в менее активные области, приобрели на значительной части территории осадочный чехол и стали молодыми платформами (примером может служить эпипалеозойская платформа Западной Сибири), в то время как другие независимо от времени замыкания геосинклинали (от раннекаледонского до позднегерцинского) все еще переживают орогенный этап, сохранив мобильность до настоящего времени.

Нам представляются более правильными взгляды А. Д. Архангельского, Б. А. Петрушевского, В. Е. Хаина, К. К. Маркова и других исследователей, согласно которым эта область рассматривается как геосинклинальная с незавершенным орогенным этапом. Внутри последнего происходило чередование фаз то менее, то более активных движений, что привело к чередованию периодов выравнивания рельефа и горообразования.

Выявление позиции в этом вопросе очень важно для геоморфологического изучения территории, так как это определяет принципиальный подход к проблеме происхождения гор и к морфоструктурному анализу Алтае-Саянской горной области.

Естественно, что формирование рельефа (как древнего, так и современного) в пределах единой первичной геосинклинали должно было происходить по-разному в тех ее частях, которые уже превратились в платформу, и в тех, которые до сих пор являются геосинклиналями с затянувшимся орогенным этапом развития. Вместе с тем участки разновозрастного замыкания геосинклинали, все еще находящиеся в орогенной стадии, имеют много общего в рельефообразовании: это области преобладающих активных восходящих движений, меняющих во времени характер в связи с увеличивающейся консолидацией земной коры, сохранивших активность и в течение неотектонического этапа.

Большой интерес представляет вопрос, могли ли в областях длительного орогенного развития периодически возникать условия, благоприятные для формирования поверхностно выравнивания, и можно ли рассматривать эти условия как близкие к платформенным. Отражения в прилегающих впадинах, коррелятивные определенным этапам развития рельефа орогенных областей, свидетельствуют о колебаниях тектонического режима, приведших к чередованию этапов горообразования с этапами выветривания и образования кор выветривания.

Ю. А. Мещеряков (1964) охарактеризовал поднятые пенеплены (плоскогорья) как «участки древней горной страны, выравненной длительной денудацией в условиях платформенного тектонического режима, впоследствии испытавшие общее поднятие».

Нам представляется, что этап выравнивания всегда предшествует превращению геосинклинали в платформу, но сам по себе он еще не является признаком появления платформенной структуры. После него при определенных тектонических условиях может начать образовываться осадочный чехол, и тогда возникнет платформа, но может произойти новая активизация тектонических движений, и будет продолжаться орогенный этап развития страны. Такие периодически возникающие

соотношения тектонических и денудационных сил, приводящие к образованию региональных поверхностей выравнивания внутри орогенного этапа геосинклинали, отвечают квазиplateформенному состоянию. Эпохи выравнивания и корообразования могут неоднократно возникать в областях орогенного развития. Поэтому выводы В. Н. Разумовой и Н. П. Хераскова (1963) об однократном образовании мощных кор выветривания при переходе от выравнивания к накоплению осадочного чехла могут относиться лишь к платформам, а отнюдь не к таким районам, как Алтае-Саянская горная область. Установление в последней следов нескольких этапов корообразования лишний раз свидетельствует о том, что подобные территории нельзя рассматривать как части платформы. В классификационной схеме В. Н. Разумовой и Н. П. Хераскова (1963) они, к сожалению, не нашли места, так как их одинаково трудно отнести и к молодым (типа Курильской) геосинклиналям, и к платформам.

Нам представляется, что южный, восточный и северо-восточный горные пояса Сибири можно объединить в единую орогенную структуру. Эта территория, объединяющая гетерохронные геологические сооружения, обладает вместе с тем общностью стадии геологического развития (орогенная фаза геосинклинали) и общими чертами характера развития рельефа. Для всей этой территории характерно чередование квазиplateформенных периодов, когда шло выравнивание рельефа и образование кор выветривания, с периодами активизации тектонических движений.

Общность развития особенно отчетливо проявляется в новейший тектонический этап, когда на всей этой территории после последнего регионального выравнивания (в конце мела — начале палеогена) произошли активнейшие движения, создавшие основу современного горного рельефа этого пояса.

Итак, в результате длительного геологического развития все части Алтае-Саянской области в разное время (от байкальского до герцинского) претерпели фазы замыкания геосинклинали и перешли в орогенную фазу развития, которая продолжается до настоящего времени.

Согласно В. А. Кузнецову, на этой территории выделяются по времени замыкания геосинклинали районы байкальской, салаирской и герцинской складчатостей. В пределах каждой части обширной синийско-кембрийской (по В. А. Кузнецову) геосинклинали были созданы в основную фазу складчатости сложные тектонические структуры, осложненные магматическими комплексами и структурами более поздних тектонических фаз (рис. 1).

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Алтае-Саянская горная область расположена в пределах Азиатского орогенного пояса земной коры, который, как уже указывалось выше, объединяет большое количество геосинклиналей различного времени заложения и основной фазы складчатости (от докембрийских до мезозойских).

Общей чертой этого пояса является затянувшаяся орогенная фаза развития геосинклинали, в течение которой периоды квазиplateформенного состояния, приводившие к выравниванию рельефа, неоднократно сменялись новыми тектоническими напряжениями, препятствующими образованию на выровненной поверхности чехла и превращению этой территории в платформу. При этом возникшие морфоструктуры все более отличались от палеоморфоструктур времени основной складчатости

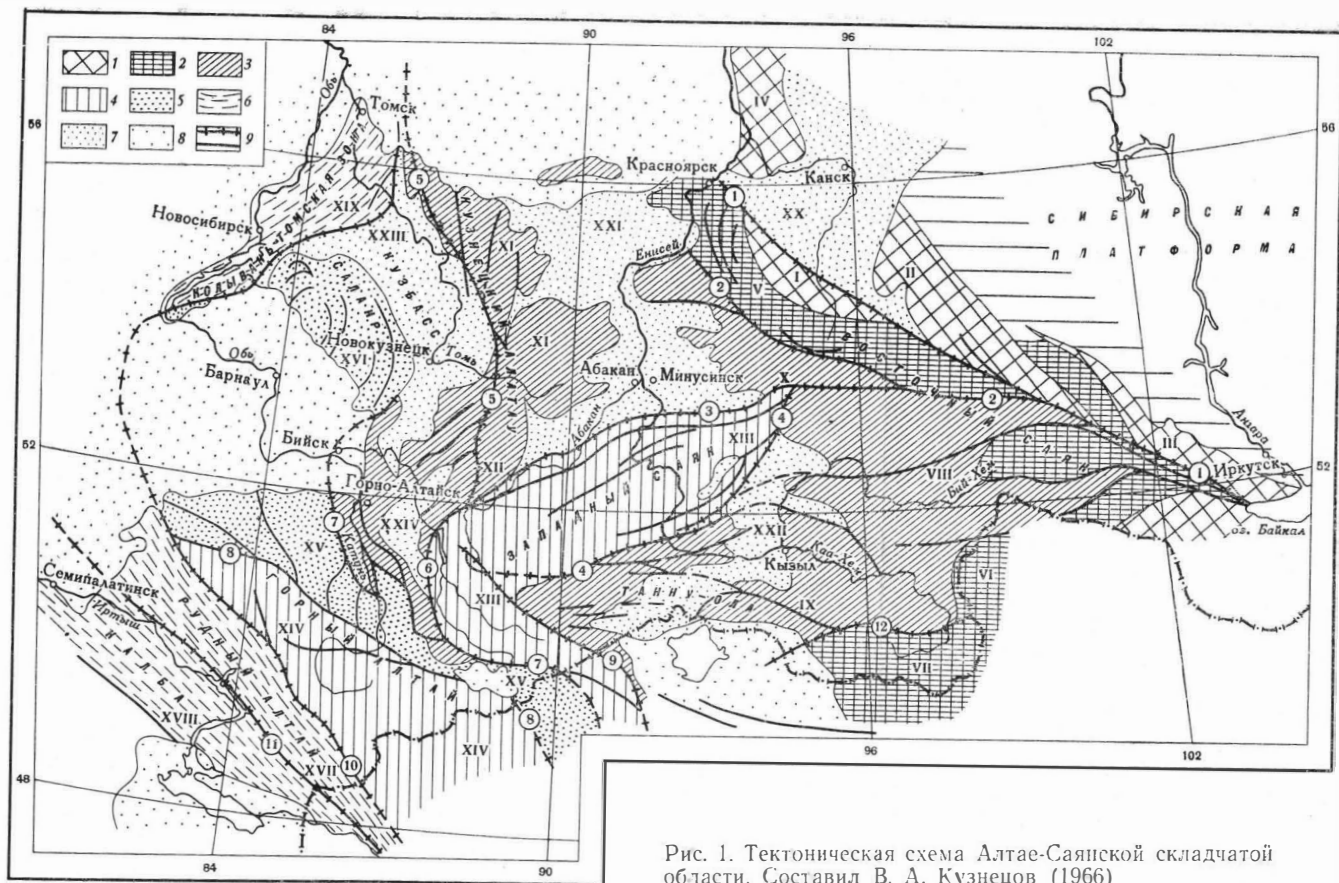


Рис. 1. Тектоническая схема Алтае-Саянской складчатой области. Составил В. А. Кузнецов (1966)

1—краевые поднятия фундамента Сибирской платформы, сложенные главным образом гнейсами, кристаллическими сланцами и гранитоидными интрузиями; 2—зоны протерозойской (байкальской) складчатости; метаморфические сланцы протерозоя и метаморфизованные терригенно-карбонатные формации синия, прорванные докембрийскими гранитоидами и палеозойскими интрузиями различного состава; 3—зоны кембрийской (салаирской) складчатости, или ранней стабилизации каледонид, сложенные существенно геосинклинальными карбонатными формациями рифей, а также эффузивно-осадочными формациями нижнего кембрия с кембрийскими гипербазитами, габбро-перидотитовыми и габбро-плагиигранитными интрузивными комплексами; 4—зоны каледонской складчатости, или поздней стабилизации каледонид, сложенные преимущественно вулканогенно-кремнисто-сланцевыми формациями кембрия, с кембрийскими интрузиями, а также мощными флишидными терригенными формациями кембро-ордовика, с широко развитыми синорогенными раннекаледонскими гранитными комплексами; 5—зоны раннегерцинской (D_2-C_1) складчатости и длительного развития, сложенные геосинклинальными формациями кембрия, ордовика и силура, а также геосинклинальными вулканогенными формациями девона, прорванные каледонскими и герцинскими гранитными интрузиями; 6—зоны герцинской складчатости Зайсанской складчатой системы, сложенные существенно девонскими вулканогенно-осадочными нижнекарбовыми флишидными геосинклинальными формациями, прорванные герцинскими существенно гранитными интрузиями; 7—герцинские краевые и межгорные прогибы; 8—прогибы мезо-кайнозойские; 9—зоны глубинных разломов; разломы меньшего значения

Тектонические структуры, выделенные на схеме. Краевые поднятия Сибирской платформы, массивы: I—Канский; II—Бирюсинский; III—Байкадо-Окинский; IV—Южно-Енисейский. **Зоны протерозойской складчатости:** V—Главный Восточно-Саянский антиклинорий; VI—Прикозогольский массив; VII—Сангиленский массив. **Зоны салаирской складчатости:** VIII—Восточный Тувинский массив; IX—Восточный Танну-Ола; X—Сисимо-Казырская зона Восточного Саяна; XI—Кузнецкий Алатау; XII—Горная Шория и массивы Восточного Алтая. **Зоны каледонской складчатости:** XIII—зона Западного Саяна; XIV—Чарышко-Теректинская зона. **Раннегерцинские зоны:** XV—Ануйско-Чуйская зона; XVI—Салаирская зона. **Герцинские зоны Зайсанской складчатой системы:** XVII—зона Рудного Алтая; XVIII—Калбинская зона; XIX—Кольвань-Томская зона. **Прогибы:** XX—Рыбинский; XXI—Минусинский; XXII—Тувинский; XXIII—Кузнецкий; XXIV—Уйменско-Лебедский.

Глубинные разломы: 1—Главный Восточно-Саянский; 2—Сисимо-Казырский; 3—Саяно-Минусинский; 4—Саяно-Тувинский; 5—Кузнецкий; 6—Чокракский; 7—Сарасинско-Курайский; 8—Чарышко-Теректинский; 9—Шапшальский; 10—Северо-Восточная зона Рудного Алтая; 11—Иртышский; 12—Агардагский

Современный морфоструктурный план возник на месте последнего самого молодого пенеплена (мезокайнозойского) в результате взаимодействия неотектонических движений с денудацией.

Орогенный пояс Азии на основании комплекса географических признаков (таких, как орографическая обособленность отдельных его частей, характер ландшафта и т. д.) делится на ряд областей, одной из которых является Алтай-Саянская горная область. Таким образом, если орогенный пояс Азии является геотектурой первого порядка, то Алтай-Саянская область может быть условно отнесена к геотектурам второго порядка.

Поскольку вопрос о характере неотектонических движений и о возрасте этапов мезокайнозойского выравнивания для Алтай-Саянской горной области не имеет однозначного решения, в настоящее время можно дать лишь схему морфоструктурного строения этой территории. По-видимому, она состоит из нескольких сводообразных поднятий различной амплитуды, образовавшихся в результате деформации поверхности мезокайнозойского выравнивания региональными неотектоническими движениями. Последние при взаимодействии с комплексом экзогенных сил привели к созданию наиболее крупных морфоструктур Алтай-Саянской горной области. Именно эти морфоструктуры первого порядка обусловили определенную орографическую обособленность и целостность крупных подразделений рельефа этой территории, таких, как Алтай, Восточный и Западный Саяны, Салаир с Колывань-Томской дугой, Кузнецкое нагорье, Кузнецкая, Минусинская и Тувинская котловины. Эти наиболее крупные морфоструктуры, ограниченные во многих случаях глубинными разломами, довольно тесно связаны с расположением древних геоструктур. Степень унаследованности ими геоструктурного плана отчетливо видна при сравнении плана современных морфоструктур первого порядка с планом геоструктур геотектонической карты, составленной В. А. Кузнецовым (см. рис. 1).

Сводообразные поднятия (морфоструктуры первого порядка) включают, как правило, несколько ярусов рельефа. Соответственно величине и степени унаследованности тектонической напряженности все морфоструктуры первого порядка Алтай-Саянской складчатой области можно разделить на несколько групп.

Такие группы, как Алтай, Западный и Восточный Саяны, включают все ярусы рельефа от высокогорья до межгорных равнин. В Кузнецком нагорье отсутствует высокогорный ярус. На Салаире и Колывань-Томской дуге имеются лишь низкогорный и равнинный ярусы, а в пределах Кузнецкой котловины и Минусы преобладает равнинный рельеф.

Следует отметить, что однотипные по размерам и тектонической напряженности морфоструктуры Алтая и Саян возникли на складчатом основании различного возраста. Более того, единая морфоструктура Восточного Саяна расположена в пределах зон складчатости разного возраста — кембрийского и протерозойского. Вместе с тем морфоструктуры первого порядка разного типа (западная часть Восточно-Саянской морфоструктуры и Кузнецкое нагорье) образованы в пределах складчатого основания одного возраста (кембрийского). Следовательно, возраст складчатого основания не может служить главным критерием для классификации современных морфоструктур. Не имеет прямой связи с возрастом складчатого основания и степень неотектонической активности.

Расположенная в общем в пределах палеозойской складчатости, Алтай-Саянская область включает чрезвычайно контрастные по неотектонической напряженности морфоструктуры.

Преобразованные денудацией поднятия (морфоструктуры первого порядка) осложнены блоками, сравнительно быстро меняющимися в пространстве, а иногда и во времени, интенсивность и направленность движений. Их границы также подчинены разломам, чаще, однако, поверхностным, чем глубинным. Поэтому их структурный план лишь частично связан с более древними геоструктурными планами. Блоковые движения при взаимодействии с экзогенными процессами определяют условия сноса и накопления рыхлого материала в каждом конкретном районе, образуя морфоструктуры второго и более мелкого порядка.

Представляет интерес рассмотрение связи морфоструктур с ярусностью рельефа, характерной для горных стран. В тех случаях, когда блоковые подвижки нарушали единую по возрасту полого изогнутую в виде свода поверхность выравнивания, возникновение ярусов рельефа было связано, по-видимому, с уменьшением амплитуды и интенсивности движений как регионального сводового, так и блокового характера от центра свода к периферии. В центральной части свода возникало высокогорье, в краевых — среднегорье, у подножий — низкогорье. Происходила как бы группировка морфоструктур второго порядка, приводившая к ярусности. Границы между ярусами в этом случае тектонические; переход от групп блоков большей активности к меньшей обычно постепенный. Иногда же, например, в случае, когда блоки высокогорья совпадают с батолитами, резко отличными по темпу движения от блоков соседних территорий, эта граница может быть очень четкой.

В тех случаях, когда поднятие свода происходило прерывисто, с образованием разновозрастных поверхностей выравнивания (педипленов), комплекс выровненных поверхностей мог быть нарушен последующими блоковыми движениями, что при взаимодействии с денудацией привело к возникновению морфоструктур второго порядка. Однако в этом случае гораздо более четкая ярусность рельефа обусловлена главным образом прерывистым характером поднятия свода с неоднократным проявлением процессов педипланации. Границы ярусов при этом, как правило, не тектонические, а связаны с рядом других причин, из которых ведущей часто является литология пород. Поскольку процессы педипланации с каждым новым поднятием свода охватывали все большие территории, наиболее древняя поверхность выравнивания расположена ближе к центральной части свода и является самым высоким ярусом рельефа. Она обычно в наибольшей степени усложнена морфоструктурами второго порядка. Поверхность же самого низкого яруса сохраняется обычно в наименее измененном виде, что связано со сравнительно недавним ее образованием и с меньшей активностью блоковых движений.

Поверхности выравнивания Алтае-Саянской горной области изучены еще недостаточно. Поэтому не всегда можно определить, что характерно для каждого конкретного района: деформация поверхности свода блоковыми движениями или прерывистые колебательные восходящие движения с образованием педипленов. Возможно, генезис ярусности рельефа в Алтае-Саянской области для разных районов различный.

По-видимому, в том случае, когда ярусы рельефа представляют собой группу блоков, близких по неотектонической активности, они могут рассматриваться как промежуточная морфоструктура между морфоструктурой, образовавшейся на базе сводового поднятия, и морфоструктурой, возникшей в результате взаимодействия отдельного блока с комплексом денудационных процессов.

Приведенный выше материал убеждает в том, что Алтае-Саянская горная область обладает достаточно сложным морфоструктурным строением.

Крупные сводообразные изгибы мел-палеогеновой поверхности выравнивания (местами с остаточными более древними возвышенностями) при взаимодействии с процессами денудации создали морфоструктуры первого порядка, рассмотренные в отдельных очерках. Эти морфоструктуры осложнены взаимодействием блоковых дифференцированных движений с экзогенными процессами, создавшим морфоструктуры второго и более мелкого порядков.

СОСТАВ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Основные структуры Алтае-Саянской области, возникшие в палеозойскую эру, нашли свое отражение в морфоструктурах отдельных регионов. Но элементы ее палеозойского рельефа в составе земной поверхности не сохранились. В современном рельефе и в ископаемом виде удается выявить лишь мезозойские и кайнозойские остаточные формы рельефа — своеобразные палеогеоморфологические памятники, дошедшие до наших дней. Более богата ими кайнозойская эра, остаточные элементы рельефа которой составляют значительную часть современной земной поверхности. При плохой сохранности остаточных форм рельефа главными документами для палеогеоморфологических реставраций служат коррелятные им осадки. Поэтому в данном разделе кратко описывается состав, распространение и условия залегания мезозойских и кайнозойских отложений. Они представлены исключительно континентальными, слабо литифицированными или преимущественно рыхлыми образованиями. Разрез их всюду неполный, мощности незначительны, стратиграфическая последовательность в наслоениях не выдержана. Вулканические мезозойские и кайнозойские образования на исследуемой территории распространены весьма ограниченно.

Т р и а с

В течение триасового периода осадконакопление в Алтае-Саянской области происходило преимущественно в межгорных и предгорных котловинах, существовавших в пределах поздне-палеозойских прогибов, главным образом в мелких мульдах или приразломных впадинах. В это время на широких площадях проявилось химическое выветривание до триасовых и триасовых пород, следы которого отмечены во многих местах. В районах проявления заключительной фазы герцинской складчатости проявлялась вулканическая деятельность.

Достоверно триасовые осадки установлены только в Центральной мульде и Нарыкской синклинали Кузнецкой котловины, где они описаны многими исследователями под наименованием мальцевской серии, разделенной на нижне- и верхнемальцевскую свиты. Возраст мальцевской серии, согласно органическим остаткам, определен как раннетриасовый (Нейбург, 1934, 1936а, б, 1940; Радченко, 1936, 1938; Новожилов, 1956; Рагозин, 1955; Лебедев, 1962а, б; Капелька и Новожилов, 1962; Курбатова, 1962, и др.)

Граница нижнемальцевской свиты с подстилающими палеозойскими породами недостаточно ясна. В разрезах у горы Бабий Камень и у д. Каракан отложения ерунаковской свиты верхней перми постепенно, без видимого несогласия переходят в осадки нижнемальцевской свиты. В пределах Тарадановского увала О. Г. Корсак в 1961 г. отметил залегание триаса со скрытым несогласием на различных горизонтах ерунаковской свиты. Имеются сведения о наличии в основании нижнемаль-

цевской свиты и в нижних ее горизонтах следов химического выветривания в виде светло-серых известковистых и монтмориллонитовых глин, слабо каолинизированных алевролитов и песчаников (Лебедев, 1950; Бетехтина и Казанский, 1959; Лобова, Щербаков, 1959).

Разрез нижнемальцевской свиты у горы Бабий Камень, по данным Н. А. Васильевой (1962), начинается с толщи зеленовато-серых и темно-серых алевролитов с прослоями песчаников общей мощностью 30 м. Выше залегают темно-серые песчаники и алевролиты. Венчается разрез двумя пластовыми залежами базальтов, разделенными осадочной пачкой. Общая мощность этого разреза 350 м. Пласты имеют наклон на северо-восток под углом 20—25°.

Л. М. Мысина в 1963 г. впервые в Кузнецкой котловине в основании осадков триаса у д. Каракан установила 70-метровый слой конгломерата, состоящий из хорошо окатанной гальки кварца, кварцита, кислых эффузивов, базальта, порфирита, гранита, аплита, кремня, яшмы, осадочных пород и углей. Петрографический состав галечников свидетельствует как о местном размыве, так и о поступлении обломочного материала с Кузнецкого Алатау. Остальная часть нижнемальцевской свиты в этом районе слагается из серых карбонатных и туфогенных алевролитов, темно-серых мелкозернистых песчаников и аргиллитов общей мощностью 310 м. В верхней части разреза содержатся два тела базальтов мощностью 40 и 55 м, разделенных 10-метровым прослоем алевролита.

В Салтымаковском хребте нижнемальцевской свите соответствует выделенная В. А. Кутолиным (1963) кожухтинская толща черных базальтов, бурых туфогенных песчаников, алевролитов, туффитов и туфов общей мощностью 400 м.

В пределах Тарадановского увала в составе нижнемальцевской свиты — две пластовых залежи базальтов мощностью 370 и 400 м, разделенных пачкой осадочных пород. О. Г. Корсак предположил наличие здесь центра вулканических излияний.

Разрез верхнемальцевской свиты наиболее изучен у г. Бабий Камень. Там, согласно исследованиям Н. А. Васильевой, на базальтах нижнемальцевской свиты залегают песчано-алевритовые осадки, разделенные 46-метровой залежью базальтовых порфиритов на две толщи: нижнюю (675 м) бурую и верхнюю (395 м) пестроцветную — зеленовато-серую и зеленовато-бурую. В пестроцветной толще содержатся включения глауконита, лептохлорита и гипса, которые рядом исследователей рассматривались в качестве признаков морского генезиса этих осадков (Лебедев, 1962а, б). Разрез сверху заканчивается 80-метровой пачкой конгломерата из хорошо окатанных галек кварца, кварцита, песчаника и алевролита.

В пределах Салтымаковского хребта синхронные верхнемальцевской свите породы В. А. Кутолин разделил на отдельные толщи, отвечающие фазам вулканической деятельности, начинавшимся выбросами туфов базальтового состава и завершавшимся внедрением силлов и даек микродиоритов.

В Горном Алтае Г. П. Радченко (1956) отнес к нижнему триасу угленосную пыжинскую свиту, залегающую в грабенообразной впадине вблизи Телецкого озера. В. А. Хахлов (1937) и И. Н. Звонарев (1959) считали, что пыжинская свита имеет позднепермский возраст, хотя И. Н. Звонарев и допускал возможность присутствия в Пыжинской впадине раннетриасовых отложений.

За пределами южного фаса Алтая, в Зайсанской котловине триасом датируется акжалтауская свита, распространенная в Кендерлыкской мульде и по рекам Чакпактас и Каксалды (Василенко, 1961). Там она со значительным стратиграфическим несогласием перекрывает

ет палеозойские породы. Границы ее распространения во многих местах контролируются тектоническими контактами.

К нижнему триасу И. В. Лебедев (1962а, б) отнес зеленатые песчаники и алевролиты, в основании с элювиально-делювиальной конгломерато-брекчией, вскрытые на глубине 430—447 м западнее г. Томска в с. Нелюбино.

В Тегульдетской впадине опорной Чулымской скважиной в интервале 2503,65—2556,30 м вскрыты рэт-лейасовые породы, залегающие с размывом на каменноугольных образованиях (Пояркова, 1961). Основную массу этой пачки пород составляют полимиктовые разнозернистые песчаники с обугленными растительными остатками, тонкими линзами, примазками и обломками угля, с катунами аргиллита, гальками кварца, кремня, зеленатых сланцев, розового гранита, базальта и известняков. В основании залегают гравелиты, мелкогалечные конгломераты и песчаники с каолиновым или карбонатным цементом. В средней и верхней частях толщи встречаются прослои серых и черных аргиллитов и глин.

На территории Колывань-Томской возвышенности триасовому периоду, вероятно, отвечает внедрение даек диабазов (Вдовин, 1956а).

К триасовому периоду относятся также формирование коры выветривания, следы которой, помимо Кузнецкой и Зайсанской котловин, установлены в Луговской мульде Рудного Алтая (Беляев, Лишкевич, Полтараков, 1953), на юге Чулымо-Енисейской котловины и в Назаровской впадине (Лебедев, 1958), в Иркутской синеклизе (Геология..., 1964), у д. Нижней Сеченовой вблизи г. Томска (Лебедев, 1962а, б); они предполагаются также на Салаире (Гаррис, 1947; Малолетко, 1965, а, б, в; Вдовин, 1966), а в переотложенном состоянии встречены в составе рэт-лейасовых осадков Тегульдетской впадины (Пояркова, 1961), в юрских отложениях Мулнайского угольного месторождения Ненинско-Чумышской котловины (Рагозин, 1938), в Доронинской (Фомичев, Алексеева, 1961) и Центральной (Вдовин и Ильина, 1967) впадинах Кузнецкой котловины.

Ю р а

Более широким распространением в Алтае-Саянской области пользуются отложения юрской системы. Они известны в Центральной, Тутуянской, Доронинской и Улановской впадинах Кузнецкой котловины, в Солтонской впадине Ненинско-Чумышской котловины (Караганское и Мулнайское угольные месторождения), в ряде грабенообразных впадин на территориях Колывань-Томской предгорной возвышенности (Серединская, Филипповская впадины), Горного и Рудного Алтая (Луговская мульда), Приалтайской равнины (Поспелихинская, Ляпунихинская, Мамонтовская, Кругловская, Новосветская мульды), Бийско-Барнаульской (Глушинская и Тальменская мульды) и Зайсанской котловин (Кендерлыкская мульда), Салаира (Черепановская впадина), Горной Шории (Казаньский грабен), на севере Кузнецкого Алатау (Ампалькская и Алчедатская впадины, Троицкий грабен), в Енисейском кряже, в Чулымо-Енисейской предгорной котловине, в Присаянском предгорном прогибе и в Тувинской котловине. Всюду они имеют континентальное происхождение. Во многих районах Алтае-Саянской области отмечаются следы магматической деятельности, проявившейся в течение юрского периода.

Широко распространены юрские отложения в Кузнецкой котловине, где они П. И. Бутовым и В. И. Яворским в 1922 г. впервые выделены в отдельную толщу, которой было присвоено наименование конгломера-

товой свиты. В настоящее время, согласно стратиграфической схеме, принятой в 1964 г. на Межведомственном коллоквиуме в г. Новосибирске (Стратиграфия..., 1967), в Кузнецкой котловине выделяются осадки двух отделов юры — нижнего и среднего. К нижней юре относятся распадская, абашевская и низы осиновской свиты. Средняя и верхняя части осиновской свиты считаются среднеюрскими. К средней юре принадлежит и терсюкская свита.

Нижнеюрские отложения известны во всех крупных мульдах (впадинах) Кузнецкой котловины — Центральной, Тутуянской и Доронинской и в более мелких депрессиях. Наиболее полные разрезы их имеются в Доронинской впадине и в Центральной мульде. Обычно нижнеюрские осадки залегают с угловым несогласием на размытой поверхности палеозоя или триаса. Иногда, например в обнажениях по правому берегу р. Нижней Терси, они подстилаются корой выветривания, представленной белыми глинами или сливными кварцевыми песчаниками. Отличительной чертой нижнеюрской толщи является наличие в нижней ее половине значительного количества конгломератов, гравелитов и крупнозернистых песчаников, а сверху — преобладание тонкозернистых пород.

Среднеюрские отложения имеют наибольшее распространение в Тутуянской мульде, где обнажаются по рекам Томи и Тутуясу. В Центральной мульде они приурочены в основном к Чусовитинской синклинали и обнажаются по рекам Ине, Северной Уньге и их притокам. В Доронинской впадине их разрез изучен главным образом по скважинам. В составе средней юры грубообломочные породы занимают подчиненную роль; в ней преобладают сероцветные песчаники, алевролиты, углистые аргиллиты и угли.

Распадская свита состоит из полимиктовых мелкозернистых песчаников, алевролитов, конгломератов и маломощных пластов углей. Мощность ее достигает 120 м.

Абашевская свита сложена мощными пачками мелкозернистых полимиктовых и, реже, аркозовых песчаников, конгломератов, незначительными прослоями алевролитов, сверху с пластами углей. Мощность ее до 250 м.

Осиновская свита представлена внизу мощными пачками полимиктовых песчаников и алевролитов, конгломератами; сверху — переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами углей. Общая мощность отложений 200—400 м.

Терсюкская свита также представлена переслаивающимися полимиктовыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями конгломератов и углей. Мощность до 200 м.

Стратиграфическое расчленение юрских отложений Кузнецкой котловины произведено с учетом многочисленных палинологических анализов (Ильина, 1964, 1965, 1966, 1967; Ильина, Михеева, 1966), определенных вегетативных растительных остатков (Нейбург, 1929, 1931, 1934; Хахлов, 1931; Тесленко, 1962а, б, 1964, 1965) и пеллеципод (Лебедев, 1950, 1956, 1959, 1962).

Наибольшую мощность — 1400—1600 м, а возможно, и несколько более — осадки юры имеют в Доронинской впадине, где, вероятно, присутствуют рэт-лейасовые отложения (Звонарев и др., 1961; Семеркин, 1965; Карпицкий, 1965). В нижней половине разреза здесь преобладают полимиктовые песчаники с редкими тонкими прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов с песчано-известковым цементом. Галька преимущественно мелкая, хорошо окатанная и состоит из кварца, различных эффузивных и интрузивных пород, кварцита, роговиков, глинистых и слюдистых сланцев, серых песчаников. Изредка встречаются гальки верхнепалеозойских углей. Верхняя половина разреза сложена

преимущественно алевролитами с редкими тонкими прослоями аргиллитов, мощными пачками песчаников с линзами конгломератов и гравелитов. В разрезе юры здесь известно свыше 30 пластов и прослоев угля. В. Д. Фомичев и Л. Э. Алексеева (1961) указывают находку в керне скважины у с. Доронино гальки железистого боксита с бобовой структурой. У подножья Салаирского кряжа юрские отложения выступают в ряде естественных обнажений, протягивающихся с перерывами от с. Лебедево на северо-запад до р. Малого Бачата на юго-востоке. Здесь они также сложены конгломератами и косослоистыми песчаниками. Обломочный материал в них имеет различную обработку и плохо сортирован. Наряду с хорошо окатанной галькой встречается щебень из местных палеозойских пород. Среди песка попадаются отдельные валуны размером до 30—70 см. В юрских конгломератах, обнажающихся по р. Курундус, В. П. Казаринов в 1942 г. и В. В. Вдовин в 1962 г. встретили отдельные галечки железистых оолитовых бокситов.

Юрские зеленовато-серые аргиллиты с растительным детритом наблюдались в 1964 г. В. В. Вдовиным у подножья Салаирского кряжа в небольшом грабене среди угленосных палеозойских пород в Краснобродском карьере.

В Центральной мульде мощность юрских отложений достигает 880 м (Звонарев и др., 1961). В ней в основании разреза залегают алевролиты с прослоями угля. Выше они сменяются разнозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов и гравелитов. Верхняя часть разреза состоит из алевролитов, переслаивающихся с песчаниками и углями. Обломочный материал сравнительно хорошо окатан и отсортирован. В отдельных прослоях песчаников в западной части мульды имеется значительная примесь каолина. Переотложенные продукты коры выветривания в виде обломочной примеси каолина к обломочному материалу песчаников и гравелитов средней юры наблюдались В. В. Вдовиным и В. И. Ильиной при просмотре керна ряда скважин, пробуренных Березовской партией Западно-Сибирского геологического управления в бассейне р. Уньги, а также в обнажениях по р. Сев. Уньге у с. Барататского.

В Тутуясской мульде юрские отложения имеют мощность 400—550 м (Звонарев и др., 1961). Верхние горизонты разреза здесь не сохранились. Породы представлены невыдержанной песчано-конгломератовой толщей, являющейся пролювиально-аллювиальным образованием предгорий. Галька состоит из жильного кварца, интрузивных, эффузивных и осадочных пород и редко каменного угля. Верхняя часть разреза сложена алевролитами и аргиллитами с пластами и прослоями угля. Наибольшая угленасыщенность имеется на юго-западе мульды — в Осинниковском районе.

Северо-восточнее Кузнецкой котловины — на территории Ташминского краевого прогиба, в пределах Улановской (Северо-Судженской) мульды юрские отложения залегают на размытой поверхности палеозойских пород. Мощность их там достигает 595 м, сокращаясь на юго-западе до 300 м. Ю. П. Казанский (1958) в разрезе юры выделил две ритмические пачки, состоящие из галечников, гравелитов, песчаников, алевролитов, углистых пород и углей. В основании нижней пачки галька часто каолинизирована. В северном и северо-восточном направлениях количество грубообломочного материала уменьшается и появляется все больше алевролитов и углей. Из нижней пачки Я. Г. Ковалевской изучены остатки пыльцы и спор, указывающие на поздне триасовый — раннеюрский возраст вмещающих их осадков. Ю. П. Казанский сопоставляет нижнюю пачку с макаровской (раннеюрской), а верхнюю — с итатской (среднеюрской) свитами Итатского месторождения Канско-Ачинского угольного бассейна.

В Ненинско-Чумышской котловине между Салаирским краем и Горной Шорией юрские отложения известны в Мулнайском буроугольном районе (Поленов, 1908; Кузьмин, 1928; Высоцкий, 1932; Рагозин, 1938; Евсеев, 1940; Звонарев, 1947; Кириллов и Сенцова, 1947) и западнее с. Караган (Малолетко, 1957, 1964, 1965).

Мулнайский район находится в пригорношорской части Солтонской впадины, занимающей юго-западную половину Ненинско-Чумышского грабен-синклинория. В нем юрские отложения сохранились от размыва в понижениях древнего рельефа и достигают мощности до 60 м. Согласно палинологическим исследованиям Е. А. Портновой, в районе присутствуют ранне- и среднеюрские осадки. Они представлены в основном серыми глинами и аргиллитами с прослоями углей. В основании и в верхней части разреза встречаются пески и галечники из кремнистых пород, местами сцементированные песчано-железистым цементом. Отдельные гальки попадают и в глинистых прослоях. В подошве среднеюрских осадков кое-где сохранились остатки доюрской коры выветривания в виде линз белых, желтых, кирпично-красных и розоватых глин, местами с обломками сильно выветрелых изверженных и метаморфических пород. Белые глины образуют также линзовидные залежи в составе угленосных пород. Вся продуктивная толща, как это отмечалось Л. А. Рагозиным, претерпела глубокую каолинизацию, которая протекала в основном после отложения пород. В разрезе юры здесь им выделены три цикла седиментации. Первый начался с размыва древней коры выветривания и закончился формированием пласта угля. Осадки второго цикла начинаются с галечника и заканчиваются также углями. Третий цикл начинается с галечника и белых глин. Верхняя его часть уничтожена последующей денудацией.

Значительно большую мощность имеют юрские отложения в при-салаирской части Солтонской впадины, где они вскрыты скважинами у с. Караган. Здесь их мощность превышает 140 м. В составе осадков принимают участие мелкогалечниковые конгломераты, песчаники, аргиллиты и угли. Конгломераты залегают в виде отдельных линз мощностью до 15 м. Размеры гальки в них обычно 1—2 см, редко — до 10 см. В составе галечникового материала встречаются обычно обломки серых кварцитов, зеленых хлоритизированных песчаников и алевролитов, реже — кварца, серых известняков, бурого железняка, диабазы, угольной крошки. Обломочный материал плохо окатан и слабо сортирован. В аргиллитах обильны растительные остатки, по которым палеокарполог Г. А. Балужева дала заключение о юрском возрасте.

Возможно, юрские угленосные отложения имеются и на северо-востоке Ненинско-Чумышской котловины — в Кондомо-Чумышской впадине, но пока они не вскрыты бурением.

В последние годы юрские отложения установлены на территории Кольвань-Томской дуги, где они заполняют приразломные впадины в палеозойском фундаменте (Иванова и др., 1965; Малолетко, 1965). Одной из таких впадин является Серединская, находящаяся севернее г. Новосибирска. Там, в с. Базой, в интервале 187—501 м вскрыты юрские отложения, в составе которых по спорово-пыльцевым данным выделяются три отдела. Нижний (451—501 м, пройден не полностью) представлен конгломератами, переслаивающимися с песчаниками, среди которых имеются прослои глин и бурого угля. Средний отдел (249,3—451 м) начинается конгломератами, выше сменяющимися песчаниками, алевролитами, глинами и углями (около 45 пластов и пропластков). Верхний отдел (187—249,3 м) в основании сложен среднезернистыми песками с галькой кварца, а сверху — глинами с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и угля. Разрез завершается пестро-

окрашенными глинами, являющимися, по-видимому, послеюрской корой выветривания.

Верхний отдел юры вскрыт скважинами также на сопредельных территориях — в пос. Изовская, Кочетовском совхозе и с. Екимово.

Нерасчлененные юрские отложения установлены при бурении на Обь-Томском междуречье — у с. Киреевского (221,9—222,17 м), в с. Нижне-Сеченовой (270,1—279,85 м) и на юго-востоке Колывань-Томской дуги — в Ордынском районе, а также в зоне сочленения ее с Салаиром — вблизи г. Черепаново.

Возможно, с проявлением тектогенеза в юрском периоде на северо-востоке Колывань-Томской дуги связана ртутная минерализация в г. Томске (Хахлов и Рагозин, 1946) и сурьмяная — у с. Семилужного.

В сопредельных частях Западно-Сибирской низменности нижне- и среднеюрские отложения сохраняют свой континентальный характер. Распространены они здесь на широких площадях, причем в сторону горного обрамления и отдельных выступов палеозойского фундамента часто происходит их выклинивание. При этом в зонах выклинивания обычно происходит огрубение обломочного материала (Левченко, 1965). Угленосность их здесь весьма низкая. Верхнеюрские осадки в сторону Западно-Сибирской низменности быстро сменяются прибрежно-морскими разностями, а опорная Барабинская и Пихтовская параметрическая скважины вскрыли уже морские тонкозернистые осадки, в составе которых имеются известняки, мергели, аргиллиты и весьма редко песчаники.

В Рудном Алтае среднеюрские отложения вскрыты бурением в Луговской приразломной впадине у южного подножья Колыванского хребта (Беляев и др., 1963), где они залегают с угловым несогласием на дислоцированном и размытом карбоне и девоне, часто с корой выветривания. В целом их толща представляет серию ритмично переслаивающихся угленосных терригенных осадков общей мощностью до 550—650 м. Отдельные ритмы в ней — от 18 до 52 м — начинаются обычно переслаивающимися конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, которые выше сменяются мелкозернистыми песчаниками. Завершаются ритмические пачки алевролитами и аргиллитами с пластами угля и иногда сидерита. Сидерит часто цементирует песчаники. Среднеюрский возраст осадков определен Л. Л. Дрягиной согласно спорово-пыльцевому анализу и С. К. Батяевой по листовым отпечаткам. На Межведомственном коллоквиуме в Новосибирске в 1964 г. нижняя граница описанных осадков понижена до среднего лейаса. Отложения дислоцированы — углы падения в них достигают 40—50°. Среди юрских осадков вскрыто силлообразное тело диабазы.

Гораздо шире распространены юрские осадки в приалтайской части Западно-Сибирской низменности, где они заполняют грабенообразные впадины или мульды в палеозойском фундаменте.

Наиболее крупной является Глушинская (Верх-Жилинская) впадина в восточной части Бийско-Барнаульской котловины, в которой вскрыты осадки нижней и, возможно, низов средней юры. Длина впадины достигает 25—30, ширина — 10—20 км. На этой площади состав осадков значительно меняется. На северо-западе — у ст. Шпагино — они представлены светло-серыми аргиллитами с прослоем высокозонового угля, содержащими остатки древесины и отпечатки листьев (Звонарев, 1947; Сперанский, 1948; Матвеевская и Иванова, 1961). На юго-западе — у с. Глушинки, по данным М. А. Пантюхиной, они состоят из синевато-серых, темно-серых, голубовато-серых алевролитов и песчаников с подчиненными им слоями мелкогалечных конгломератов и прослойками углей. Конгломераты состоят в основном из обломков осадочных и метаморфических пород — серицито-глинистых, серицито-хлоритовых и

кварцево-глинистых сланцев. В меньших количествах в них присутствуют обломки известняка, кварца, кварцитов, кварцевых песчаников и еще реже — обломки фельзита и порфира. Обломочный материал хорошо окатан, но плохо сортирован. Примерно такой же состав их в районе с. Верх-Жилино. По данным Л. А. Иванови, это серовато-белые, ржаво-бурые, голубовато-белые и серые плотные глины с пропластками черных и черно-коричневых углистых разностей и с маломощными прослоями песков. В глинах содержатся обильные растительные остатки. Общая мощность юрских отложений во впадине превышает 322 м (Малолетко, 1964). Возраст осадков установлен согласно определениям листовых отпечатков П. А. Никитиным (Звонарев, 1947; Сперацский, 1948; Матвеевская и Иванова, 1961) и анализу богатых спорово-пыльцевых комплексов (Портнова, 1963). Пласты юрских пород дислоцированы и имеют углы падения 5—10°, а в краевых частях впадины до 25—40°.

Нижнеюрские отложения вскрыты при бурении также во впадинах Новосветской, Ляпунихинской, Новосветской, Пospelихинской и Тальменской. Они также представлены серыми, темно-серыми и голубовато-серыми алевролитами с прослоями серых полимиктовых конгломератов и песчаников. В низах разрезов содержатся тонкие пласты углей. Спорово-пыльцевые анализы осадков из Пospelихинской впадины указывают на принадлежность их к верхам нижней и низам средней юры (глушинская свита) (Адаменко, 1967).

Среднеюрские отложения установлены и в Кругловской впадине, где они представлены преимущественно русловыми осадками — золотонными конгломератами, кварцевыми песчаниками, реже аргиллитами и углями.

Верхнеюрские осадки в Мамонтовской впадине слагаются серыми и зеленовато-серыми мелкогалечниковыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами с редкими линзочками сидерита и углистого вещества. Возраст их установлен на основании анализа спорово-пыльцевого комплекса (Бессоненко, Михеева, 1963).

Известны также еще 23 впадины, выявленные геофизическими методами, но не вскрытые бурением, в которых предполагается наличие юрских осадков: Бастанская, Форпостовская, Рублевская, Угловская, Овечкинская, Серебренниковская, Алейская, Толчихинская, Власихинская и др. (Адаменко, 1967).

На территории Горного Алтая юрские отложения установлены в 1959 г. В. И. Колесниковым в бассейне р. Чульчи, где они выполняют узкий (4—6 км) грабен, вытянутый вдоль Шапшальского разлома. На юго-восточном продолжении этого разлома юрскими отложениями заложены, по данным Г. Г. Бельского, А. А. Вишневого и др., узкие грабены в верховьях р. Каргы. Литологически юрские отложения представлены однотипной толщей конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов с подчиненными прослоями углисто-глинистых и глинистых сланцев. Для отложений характерны серая и зеленовато-серая окраска, неправильная и выклинивающаяся слоистость, быстрые фациальные изменения состава пород. В бассейне р. Каргы в составе юрских отложений отмечены два маломощных (до 20 см) прослоя высокозолевых углей. В песчано-сланцевой части толщи постоянно встречаются обломки обугленной древесины, отпечатки стеблей растений, семена, членики хвощей. Листовые отпечатки, по заключению В. А. Вахрамеева, характеризуют юру, но не позволяют определить тот или иной отдел системы. Общая мощность юрских отложений составляет около 700 м.

В Прителецком районе, в зоне Кузнецко-Алтайского глубинного разлома, и в области Чарышско-Теректинской зоны разломов А. Н. Дмитриев и другие (1963) отметили следы энергичного тектонического воздействия на палеозойские породы в течение мезозойской эры (вероятно,

в юрский период), с которыми связана свинцово-ртутная минерализация.

В Зайсанской котловине юрские отложения известны в Кендерлыкской мульде, где они согласно, без перерыва, налегают на триасовые осадки акжалтауской свиты. Там они подразделяются на нижнюю — толагайскую и верхнюю — тайсуганскую свиты (Нехорошев, 1941; Василенко, 1961).

Континентальные юрские отложения широко распространены на юго-востоке Западно-Сибирской низменности и на юге Средне-Сибирского плоскогорья у северных подножий Алтае-Саянской горной страны — на территориях Канско-Ачинского и Иркутского угольных бассейнов.

Южно-Енисейский кряж делит Канско-Ачинский бассейн на две части: западную — Чулымо-Енисейскую и восточную — Канскую. В состав первой входят впадины: Урюпо-Кийская, Назаровская (Чулымо-Сережская), Приенисейская, Тегульдетская, включающие в себя более мелкие мульды. По геоморфологическим признакам вся эта территория представляет собой крупную Чулымо-Енисейскую предгорную котловину. К этой части бассейна обычно относят и обособленные впадины, находящиеся уже в пределах Алтае-Саянской области, — Ампалыкскую и Алчедатскую — в Кузнецком Алатау, Улановскую (Северо-Судженскую) — в Кольвань-Томской дуге, Балахтинскую — в Северо-Минусинской впадине и Зырянскую — в Енисейском кряже.

Канская часть бассейна включает впадины: Абанскую (Канско-Тасеевскую), Рыбинскую и Саяно-Партизанскую. Вторая и третья являются обособленными межгорными впадинами, находящимися между Енисейским кряжем и Восточным Саяном.

Иркутский бассейн занимает крупную Иркутскую синеклизу в пределах Присаянского предгорного прогиба. Продольными и поперечными валами она делится на отдельные впадины: Нижнеудинскую, Окско-Ийскую, Окско-Бельскую, Прииркутскую, в составе которых выделяются более мелкие мульды.

В Чулымо-Енисейской части Канско-Ачинского бассейна юрские отложения в настоящее время расчленяются на три свиты — макаровскую, итатскую и тяжинскую, отвечающие трем отделам юры.

Макаровская свита вскрыта Мариинской, Белогорской и Чулымской (Тегульдетской) опорными и многочисленными разведочными скважинами. Кроме того, она известна в естественных разрезах по левому берегу Енисея — вблизи Красноярска, по р. Большому Кемчугу — между железной дорогой и Московским трактом и по правому берегу Чулыма — у д. Макаровой. В Тегульдетской впадине макаровская свита (в интервале 2298—2505 м) залегает согласно на рэт-лейасовых отложениях (омской свите). В других же местах она с глубоким несогласием перекрывает различные породы палеозоя. В основании свиты почти всюду залегают конгломераты, количество которых возрастает при приближении к горам. В том же направлении уменьшается количество мелкообломочного материала — песчаников, алевролитов и аргиллитов. В составе свиты имеются также тонкие пласты угля, мощность которых увеличивается при удалении от гор. Мощность свиты колеблется в пределах 50—320 м. Раннеюрский ее возраст определен по отпечаткам листьев (Лебедев, 1955; Тесленко, 1962; Бурцев, 1961), остаткам пеллеципод (Лебедев, 1958, 1959) и спорово-пыльцевым комплексам (Григорьева — Суханова, 1960; Портнова, 1961; Маркова, 1962; Ильина, 1967, и др.).

Значительно шире распространены среднеюрские отложения итатской свиты. Они вскрыты многочисленными скважинами, угольными карьерами — Назаровским и Ржавчиком. В естественных выходах они обнажаются в районах Красноярска и Ачинска и по р. Большому Кемчугу ниже д. Бол. Кемчуг. Обычно итатская свита залегает на нижнеюрских породах согласно. Но в разрезе Чулымской скважины З. Н. Поярковой

(1961) отмечено в основании итатской свиты наличие конгломератов, гравелитов и песчаников с линзами и отдельными обломками угля, растительного детрита и гальками изверженных пород, что, возможно, объясняется существованием перерыва в отложении осадков между нижней и средней юрой. Наличие конгломератов в основании итатской свиты отмечается и в разрезе Мариинской скважины. В карьере Ржавчик угленосные отложения итатской свиты залегают непосредственно на палеозое. Обычно итатская свита сложена ритмично переслаивающимися безугольными и угленосными отложениями. Внизу преобладают конгломераты, грубозернистые песчаники и пески с прослоями серых алевролитов и глин. Верхняя часть сложена преимущественно алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников и песков, а также с пластами углей, достигающих мощности 50—80 м. Мощность свиты увеличивается от окраин котловины в сторону Тегульдетской впадины, где она достигает 538 м. В направлении к северу происходит уменьшение мощности угольных пластов. Е. В. Шумилова (1963) отмечает, что в западной и средней частях Чулымо-Енисейской котловины отложениям итатской свиты свойствен минералогический комплекс, богатый титанистыми и устойчивыми минералами, апатитом и зелеными слюдами; в юго-восточной части наряду с титанистыми минералами отмечено высокое содержание минералов из группы эпидота. Возраст итатской свиты датируется по данным палеоботанических исследований (Голова, 1948; Григорьева-Саханова, 1960; Тесленко, 1962, 1965; Войцель и др., 1961; Пояркова, 1961; Ильина, 1967, и др.), остаткам пеллеципод (Лебедев, 1958а, б, 1960) и филлопод (Пояркова, 1961).

Менее распространены в Чулымо-Енисейской котловине верхнеюрские отложения тяжинской свиты. Они вскрыты скважинами на севере и в центре котловины, а на юге — в Назаровской мульде. По р. Барандат имеется единственное ее обнажение. Всюду она залегает согласно, с постепенным переходом на итатской свите. В составе ее преобладают алевролиты, аргиллиты и глины. В низах имеются прослои песчаников, а вверху — линзы и стяжения мергелистых известняков и включения пирита. Для нижней части свиты характерна серая окраска с зеленоватым и голубоватым оттенками, в верхней же появляются коричневатый, бурый, розоватый и лиловый оттенки. Мощность свиты сравнительно небольшая: в разрезах скважин Мариинской — 109 м, Чулымской — 105 м. Позднеюрский возраст ее установлен по данным спорово-пыльцевых анализов (Григорьева-Саханова, 1960; Войцель и др., 1961; Ильина, 1967), палеоботанических остатков (Пояркова, 1961), находок пеллеципод (Лебедев, 1958а, б, 1960) и остракод.

Сходные по составу юрские отложения есть и в северных предгорьях Кузнецкого Алатау — в Приалчедатской и Ампалыкской впадинах, где они изучены преимущественно по данным бурения (Портнова, 1961). В Ампалыкской впадине имеются и естественные обнажения средне- и верхнеюрских толщ (Криштофович, 1927; Вдовин, Ильина, 1967; Ильина, 1967).

Нижнеюрские отложения известны только в Приалчедатской впадине, где они состоят из конгломератов, зеленовато-серых песчаников и мало мощных прослоев углистых аргиллитов общей мощностью от 24 до 166 м. Залегают они на слабо выветрелых породах палеозоя. Споры и пыльца в них не обнаружены, но по литологическим признакам Е. А. Портнова сопоставила их с макаровской свитой Чулымо-Енисейской котловины.

Среднеюрские отложения имеются в обеих впадинах. В Приалчедатской впадине они сложены темно-серыми аргиллитами с маломощными прослоями бурых углей и зеленовато-серыми песчаниками. Залегают они на нижнеюрских или палеозойских породах. Мощность их в западной части впадины составляет 7 м, в восточной — 25 м.

В Ампалькской впадине среднеюрские отложения представлены в основном зеленовато-серыми глинами, углистыми аргиллитами, алевролитами, пропластками бурого угля. Общая мощность средней юры здесь равна 70 м. По р. Золотому Китаю среднеюрские породы выступают в ряде обнажений, в которых В. В. Вдовин и В. И. Ильина (1967) наблюдали погружение слоев на восток под углом до 30°. Здесь А. Н. Криштофовичем (1927) были найдены отпечатки юрских растений. По спорово-пыльцевым анализам Е. А. Портнова среднеюрские отложения Приалчедатской и Ампалькской впадин сопоставила с итатской свитой. В обнажениях по р. Золотой Китаю В. И. Ильина по палинологическим данным установила постепенный переход среднеюрских осадков в верхнеюрские, сопоставляемые с тязинской свитой.

Верхнеюрские отложения установлены также в обеих впадинах. Они представлены зеленовато-серыми глинами, голубовато-серыми аргиллитами и алевролитами, прослоями зеленовато-серых и буровато-красных песчаников, линзами мергелей и известняков со стяжениями кристаллического пирита. Местами в породах содержатся остатки остракод и пелеципод.

По сообщению Ю. П. Казакевич, нерасчлененные юрские и нижнемеловые отложения общей мощностью 150 м вскрыты в Троицком грабене южнее пос. Яи.

В предгорьях Кузнецкого Алатау — у фермы Байла (в 18 км от с. Тисуль) — установлены следы позднеюрской магматической деятельности: угленосные юрские отложения прорваны дайками порфиритов (Дмитриев и др., 1963).

Магматическая деятельность проявлялась и в Горной Шории. Там по р. Тузасу и у д. Казаны известны нижнеюрские песчаники и конгломераты, залегающие на нижнекембрийских известняках в Казаныкском приразломном грабене. Среди юрских пород в правом берегу долины Тузаса Б. Н. Лапиным (Дмитриев и др., 1963) обнаружен шток оливиновых долеритов, витрофиров и лимбургитов. Юрские песчаники в контакте со штоком пересечены кварцево-альбитовыми и карбонат-баритовыми жилками, значительно доломитизированы, баритизированы и кальцитизированы.

В Балахтинской впадине юрские отложения заполняют две мульды — Балахтинскую и Пашенскую (Геология..., 1964). Изучение спорово-пыльцевых комплексов (Саханова, 1957) позволило подразделить осадки на макаровскую и итатскую свиты. В основании первой залегают пачка конгломератов с небольшими прослоями и линзами серых песчаников. Выше они сменяются переслаивающимися алевролитами, песчаниками, аргиллитами и углями. Вверху свиты также переслаиваются алевролиты и песчаники; местами преобладают аргиллиты с маломощными прослоями углей. Общая мощность макаровской свиты колеблется от 170 до 200 м. Итатская свита делится на нижне- и среднеитатскую подсвиты. Нижнеитатская подсвита в основании существенно песчаная, вверху — песчано-алеврито-аргиллитовая с массой пластов и линз угля. Ее мощность от 120 до 300 м. Среднеитатская подсвита состоит преимущественно из песчаников с редкими прослоями и линзами алевролитов, аргиллитов и углей. Мощность ее равна 260—300 м. В пределах Балахтинской впадины юрские отложения дислоцированы — наблюдаются углы наклона от 3—5° (на юге) до 85° (на севере) и отмечены разрывные дислокации.

В канской части Канско-Ачинского бассейна имеются осадки всех трех отделов юры. Согласно корреляционной схеме, согласованной на Межведомственном коллоквиуме в Новосибирске в 1964 г. (Стратиграфия..., 1966), в Абанской и Рыбинской впадинах макаровской свите соответствует переясловская, итатской — камалинская и бородинская.

тяжинской — канарайской свиты. Сопоставления свит произведены с учетом вегетативных растительных остатков, спорово-пыльцевых комплексов и литологических особенностей осадков.

Переясловская свита обычно залегает со скрытым несогласием на палеозойских породах. В ее основании имеются базальные конгломераты, приуроченные преимущественно к окраинным частям впадин. Вверх по разрезу они сменяются грубыми песчаниками. В центральных частях впадин конгломераты замещаются каолинизированными песчаниками, алевролитами и каолиновыми глинами. Верхняя часть свиты сложена преимущественно алевролитами, аргиллитами и, реже, песчаниками, среди которых залегают пласты углей и горючих сланцев. Мощность свиты достигает 150 м.

Камалинская свита делится на нижне- и верхнекамалинскую подсвиты. Нижнекамалинская подсвита в основании состоит из светло- и темно-серых разномерных песчаников с обломками ожелезненных древесных стволов. Верхняя ее часть сложена преимущественно полосчатыми серыми песчаниками, зеленовато-серыми алевролитами и в меньшей мере серыми и черными аргиллитами с прослоями угля и горючих сланцев. Мощность подсвиты 125—170 м. Верхнекамалинская подсвита представлена в основном грубыми песчаниками, сменяющимися вверх слоями песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами угля. Ее мощность — 85—150 м.

Бородинская свита сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами углей. В ее основании преобладают песчаники. Мощность свиты — до 170 м.

Некоторые геологи на Новосибирском коллоквиуме предлагали в составе средней юры выделить ярульскую свиту, состоящую из песчаников, вверху переслаивающихся с алевролитами и пластами углей, общей мощностью до 100 м.

Канарайская свита имеет ограниченное распространение на Канарайской и Караульинской площадях. Она сложена внизу сероцветными песчаниками, а вверху — пестроцветными песчано-алевролитовыми породами. Весьма вероятно, что пестроокрашенные верхи свиты, содержащие остатки пелеципод, имеют уже раннемеловой возраст.

Юрские отложения в Абанской и Рыбинской впадинах участвуют в пологой складчатости с углами падения до 20°. В южном борту Рыбинской впадины установлено надвигание девонских отложений на юрские (Геология..., 1964).

В Саяно-Партизанской мульде, согласно унифицированной схеме, юрские отложения разделены на переясловскую и камалинскую свиты. Бородинская свита здесь размыта.

Переясловская свита начинается базальными конгломератами, сменяющимися вверх грубыми гравелитами, а затем аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с мощным угольным пластом. Средняя и верхняя части свиты сложены алевролитами с угольными пластами. Общая мощность свиты 185 м.

Камалинская свита делится на нижнекамалинскую и верхнекамалинскую подсвиты. Нижнекамалинская подсвита сложена главным образом конгломератами и песчаниками с пропластками углей. Мощность ее 200 м. Верхнекамалинская подсвита состоит преимущественно из светло-серых аркозовых песчаников и алевролитов, вверху с маломощными пластами углей. Мощность ее 245 м.

Юрские отложения в Саяно-Партизанской мульде сильно дислоцированы, на отдельных участках наблюдаются опрокинутые складки и взбросы.

В Иркутском угленосном бассейне разрез юрских отложений начинается озерными осадками — пластами или линзами каолиновых глин,

алевролитами и тонкозернистыми кварцевыми, местами ильменитонесными песчаниками, в некоторых случаях черными углистыми глинами с линзами угля, представляющими собой переотложенные продукты коры выветривания. Залегают они либо на размытой поверхности доюрских пород, либо на останцах коры выветривания. Мощность их достигает 20—50 м. На Новосибирском коллоквиуме в 1964 г. было предложено эти осадки выделить в трошковскую свиту, которой в северных районах бассейна отвечает тулунская свита. Возраст их на основании остатков вегетативных частей растений и пеллеципод определяется как раннеюрский.

Выше с размывом на трошковской свите или на доюрских толщах залегают осадки, объединяемые в черемховскую свиту, которая подразделяется на подсвиты: нижнюю (заларинскую) и верхнюю (угленосную).

Нижняя подсвита слагается полимиктовыми конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, реже алевролитами и линзами углей. На северо-западе бассейна преобладают песчаные осадки, в Заангарье и в Иркутской впадине — конгломераты, а в Присаянье — состав смешанный. Состав валунов и гальки соответствует доюрским породам Западного Прибайкалья, Восточного Саяна и ближайших территорий Средне-Сибирского плоскогорья. Отнесение подсвиты к нижней юре основывается на стратиграфическом положении ее в разрезе, так как органическими остатками она очень бедна — в ней найдены лишь редкие споры и фрагменты обугленной древесины. Мощность ее колеблется в широких пределах (130—250 м), уменьшаясь на северо-востоке бассейна и достигая максимума в Присаянье.

На нижней подсвите согласно или с размывом на доюрских породах залегают верхняя подсвита черемховской свиты, состоящая из полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и мощных пластов угля. Мощность ее на северо-востоке бассейна 20—100 м, в центральной и юго-западной частях — до 180—240 м. Окатанность обломочного материала несовершенная, сортированность — плохая. В породах подсвиты содержится много растительных и животных остатков: отпечатки вегетативных органов, пыльца и споры, остатки рыб, насекомых, пресноводных филлопод, пеллеципод и гастропод, дающих весьма противоречивые указания на возраст. П. А. Пекарец и С. М. Ткалич (Геология..., 1964, стр. 542—543) сопоставляют эту подсвиту с пересловской свитой Канско-Ачинского бассейна и относят ее к верхам нижней юры. На Новосибирском коллоквиуме в 1964 г. стратиграфическое положение ее понижено до середины нижней юры.

С угловым несогласием на черемховской свите залегают присаянская свита, подразделяющаяся на нижнюю (усть-балейскую пачку) и верхнюю (иданскую и суховскую пачки) подсвиты.

Нижняя подсвита состоит главным образом из разнозернистых полимиктовых песчаников, сверху с алевролитами, аргиллитами и редкими пластами и линзами углей; изредка в ее основании залегают конгломераты и гравелиты. Растительные остатки, содержащиеся в ней, очень сходны с остатками из верхней подсвиты черемховской свиты, на основании чего возраст ее считается раннеюрским. В ней также встречены остатки филлопод, пеллеципод, гастропод, остракод, насекомых и рыб. Л. Н. Гугова и М. М. Одинцова предложили считать ее самостоятельной свитой. Мощность ее изменяется от 30 до 100 м.

Верхняя подсвита подразделяется на две пачки (ранее считавшиеся подсвитами) — иданскую и суховскую. Иданская пачка сложена главным образом песчаниками с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и редко — алевролитов. В ней содержатся остатки филлопод и пеллеципод. По заключению Г. С. Колосницкой (Геология..., 1964), пеллециподы указывают на среднеюрский возраст иданской пачки. Мощность ее

достигает 80 м. Суховская пачка состоит из песчаников, мелкогалечных конгломератов, алевролитов, аргиллитов и углей. Наличие растительных остатков позволило Д. И. Ермолаеву (Геология..., 1964) дать заключение о ее среднеюрском возрасте. Спорово-пыльцевой состав не противоречит этому заключению. Мощность ее достигает 50 м.

В прибайкальской зоне имеются и верхнеюрские осадки, объединяемые в кудинскую свиту. Она подразделяется на две подсвиты. Органические остатки в них не установлены, и возраст их определяется по стратиграфическому положению в разрезе. Нижняя подсвита мощностью до 30 м сложена конгломератами, гравелитами и песчаниками. Верхняя подсвита состоит из разнозернистых песчаников и алевролитов общей мощностью до 50 м.

В прибайкальской зоне состав юрских отложений более грубый, а угольные пласты отсутствуют. Изучены они здесь гораздо хуже, чем в угольных бассейнах. Вся юрская толща общей мощностью от 300 до 600 м объединена в байкальскую свиту с тремя подсвитами. Нижняя соответствует нижнечеремховской подсвите, средняя — верхнечеремховской подсвите и всей присаянской свите и верхняя — кудинской свите. Из органических остатков в ней известны лишь обломки обугленной древесины.

По всему Иркутскому бассейну залегание юрских отложений спокойное — они заполняют глубокие впадины в палеозойском фундаменте и собраны в прерывистые складки с наклонами крыльев до 10—30°; местами в них наблюдаются внутрiformационные дизъюнктивные нарушения.

В пределах горных краев Восточного Саяна юрские континентальные осадки установлены в Китайских гольцах (по рекам Хужиржайгол и Шумек), по правым притокам Оки на северном и северо-восточном склонах Окинского хребта и в долине р. Айнак (Глоба и др., 1964). Распространение их ограничено впадинами с тектоническими границами по разломам. Состоят они из брекчий, грубовалунных конгломератов, граувакк, грубозернистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов и углисто-глинистых сланцев. М. М. Одинцова относит эти осадки к нижней и средней юре. В них установлены гидротермальные кварцево-карбонатные жилы.

Несколько изолированных площадей юрских угленосных отложений имеется в Тувинской котловине: Улугхемский бассейн, Инитальский район, Чаданское, Онажинское, Актальское, Аргузинское месторождения (Геология..., 1964).

В Улугхемском бассейне юрские осадки залегают в сложнопостроенной синклинали на карбоновых и девонских осадочных породах и каледонских гранитах. Наиболее полные разрезы юры имеются в центральной части бассейна, где их мощность превышает 1500 м. А. Л. Лосевым (1955а, б) юрские отложения расчленены на свиты: элегестскую (около 100 м), эрбекскую (300—585 м), салдамскую (около 750 м) и бомскую (около 320 м).

Элегестская свита сложена внизу преимущественно темно-серыми алевролитами с прослоями песчаников, аргиллитов и углей, а сверху — песчаниками и гравелитами с линзами конгломератов. Из углей выделен сравнительно бедный спорово-пыльцевой комплекс, не дающий возможности установить возраст свиты. Она отнесена к нижней юре условно, по стратиграфическому положению в разрезе.

Эрбекская свита залегают согласно на элегестской свите или с размывом на палеозойских породах. Для нее характерно постепенное ритмическое изменение состава вверх по разрезу от конгломератов до аргиллитов и углей. В породах содержатся обильные растительные остатки. По спорово-пыльцевым данным Н. А. Афанасьевой (Геология..., 1964) установлен среднеюрский возраст свиты.

Салдамская свита лежит согласно на осадках эрбекской свиты. Сложена она алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, аргиллитами с многочисленными прослоями конгломератов, известняков, углистых аргиллитов, с пластами и прослоями углей. В породах свиты содержатся остатки пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. По спорово-пыльцевым данным свита отнесена к верхам средней юры.

С незначительным угловым несогласием на предыдущей залегает бомская свита, начинающаяся базальными конгломератами и песчаниками, а сверху сложенная песчаниками и алевролитами. Органические остатки в ней не найдены. Поэтому она отнесена условно к средней юре, хотя не исключен и более молодой ее возраст.

В межгорной котловине Тувинского прогиба расположен и Инитальский угленосный район, в котором установлены эрбекская и нижние горизонты салдамской свиты, сходные по составу с синхронными осадками Улугхемского бассейна. Общая мощность юры в районе 360 м. Юрские отложения образуют две крупные синклинальные коробчатые складки с крутым падением пластов по окраинам.

Осадками эрбекской свиты, охарактеризованными спорово-пыльцевым комплексом, сложено Чаданское месторождение. Юрские осадки образуют в нем синклинальную складку, осложненную сбросом. Мощность юры 165 м.

Межгорная впадина Онкажинского месторождения заполнена также осадками эрбекской свиты, образующими ряд мульд. Залегают они согласно с позднепалеозойскими угленосными отложениями. Мощность их 525 м.

Угленосные юрские отложения слагают также Актальское и Аргузинское месторождения на территории Тувинского прогиба, Серлигхемский район в Восточно-Тувинском нагорье и месторождение Саллы вблизи южного склона хребта Западного Танну-Ола.

На территории Тувы отмечены следы мезозойской (вероятно, позднеюрской) магматической деятельности в виде даек диабазов, секущих среднюю юру (Пинус, 1952), и свинцового оруденения (Дмитриев и др., 1963).

Мел

В пределах горных кряжей отложения меловой системы отсутствуют. Накопление их происходило главным образом в межгорных и предгорных котловинах. Наиболее широко они распространены на юге и юго-востоке Западно-Сибирской низменности — в Чулымо-Енисейской и Бийско-Барнаульской котловинах. В составе их выделяются оба отдела — нижний и верхний.

Нижний мел. Нижнемеловые отложения подразделяются на две свиты: илекскую и кийскую, стратотипы которых выделены на юге Чулымо-Енисейской котловины.

Илекская свита залегает на угленосных юрских отложениях, а в предгорных частях котловин — на размытой поверхности палеозойских пород или на перекрывающей их коре выветривания. В основании ее, там, где она лежит на палеозойских породах или вблизи них, часто встречаются конгломераты, цементированные песком и пестроцветными глинами. Обычно же она представлена толщей красновато-коричневых, кирпично-красных, фиолетово-серых и бурых аргиллитов, глин, тонких прослоев и линз мергелей и известняков, переслаивающихся с голубовато- и зеленовато-серыми, реже пятнистыми алевролитами и мелко- и среднезернистыми песчаниками, цементированными известково-глинистым цементом.

Органические остатки в осадках илекской свиты встречаются редко. Важное стратиграфическое значение имеют остракоды. В обнажении у с. Шестаково на р. Кие А. А. Моссаковским найден скелет динозавра, подобный известному из самых нижних горизонтов нижнего мела Монголии. На Итатском буругольном месторождении И. В. Лебедевым собраны остатки двустворчатых листоногих. Из пород илекской свиты в бассейне р. Кии П. А. Никитиным были извлечены мегаспоры болотного папоротника, пыльца секвойи, гинкго и семя цветкового растения. В тех же районах Е. А. Портновой (1961) изучены два спорово-пыльцевых комплекса, хорошо сопоставимых с комплексом валанжина и готерив-баррема центральной и западной частей Западно-Сибирской низменности. Указанный комплекс палеонтологических остатков позволяет относить илекскую свиту к неокому.

Палеонтологически охарактеризованные нижнемеловые осадки известны в Кондомо-Чумышской впадине Ненинско-Чумышской котловины, где они частично обнажены и вскрыты буровыми скважинами (Захаров, Максимов, 1962; Малолетко, 1963а, 1965). Они представлены в основном коричневыми, вишнево-красными и красновато-бурыми с голубоватыми и зелеными пятнами карбонатными аргиллитами. В них слабо выражена мелковолнистая слоистость, местами наблюдаются трещины усыхания, выполненные алевритовым или тонкопесчаным материалом, иногда встречаются мелкие линзовидные включения гравия. Среди аргиллитов содержатся прослой и линзы зеленых и зеленовато-серых песчаников и конгломератов с известково-глинистым цементом, а также прослой или крупные стяжения серого мергеля. В районе р. Кондомы алевролиты и аргиллиты диагенетизированы слабее, а известняки и мергели в них отсутствуют. В составе грубообломочного материала преобладают кварциты, кварц, зеленые хлоритизированные песчаники, известняки, в небольших количествах встречаются диабаз и микропегматит. Обломочный материал слабо окатан и плохо сортирован. Повышенное содержание свободного глинозема (1,36—1,70%) указывает на значительную роль в формировании этой толщи продуктов размыва коры выветривания. Мощность песчано-галечниковых прослоев составляет несколько метров, отдельных линз — до 10—22 м. Общая мощность всей этой толщи, по-видимому, около 200 м, уменьшаясь на юго-западе до 150 м, а на северо-востоке до 100 м.

В аргиллитах по р. Боровой — левому притоку р. Бенжерепы — Г. С. Хариним обнаружены остатки остракод, пеллеципод, гастропод, харовых водорослей, спор и пыльцы и мелкий обугленный растительный детрит, на основании которых описанная толща относится к готерив-баррему и сопоставляется с илекской свитой Чулымо-Енисейской впадины (по Портновой, 1961; Шумиловой, 1963; Гребенюк, и др., 1965 — неоком). Генетически эта толща является, вероятно, озерно-речной, в которой песчаники и конгломераты представляют собой русловые фации.

Залегают илекская свита с размывом на юрских угленосных отложениях (в долине р. Карагана) и породах девона (по рекам Шалапу и Сары-Чумышу).

В Улановской мульде Ташминского прогиба осадки илекской свиты состоят из пестроцветных карбонатных глин и голубовато-серых алевролитов с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников общей мощностью до 40 м (Елисафенко, 1956).

Характерен состав илекской свиты и в межгорных впадинах Кузнецкого Алатау — Алчедатской и Ампалькской. В Алчедатской впадине, в районе д. Большие Колпаки, в разрезе преобладают пестроцветные, преимущественно красные с сине-зелеными пятнами известковистые аргиллиты и плотные глины. В Ампалькской впадине нижняя часть свиты мощностью до 150 м сложена пестроцветными карбонатными гли-

нами, алевролитами и маломощными прослоями мергеля. Выше залегает 10-метровая пачка серых песчаных глин, тонкозернистых песков и алевролитов.

В обеих впадинах из илекской свиты Е. А. Портновой (1961) изучены спорово-пыльцевые комплексы, сопоставимые с комплексами валанжина и готерив-баррема Западно-Сибирской низменности.

На поверхности пород илекской свиты в Некинско-Чумышской котловине установлена кора химического выветривания, перекрытая осадками ненинской свиты (дат-палеоцен). Согласно описаниям А. М. Малолетко (1963а, 1965), она представлена бескарбонатными красными тонкодисперсными глинами, в которых местами сохранились участки слабо разрушенных аргиллитов. Мощность ее достигает 16 м. По мощности и составу глин можно предполагать, что по сравнению с поздне-триасовой в раннемеловую эпоху выветривание проявилось слабее — с формированием красноцветного каолиново-гидролюдистого элювия.

По-видимому, в раннемеловую эпоху, на границе илекского и кийского времени, формировалась кора выветривания на древнем элювии и свежих палеозойских породах на Салаире, в Кузнецком Алатау и в Кузнецкой котловине.

Предположительно раннемеловую кору выветривания описал в северной части Салаирского кряжа В. Г. Лебедев (1950) и по его материалам В. П. Казаринов (1958). Здесь она выражена красноцветной бокситоносной толщей, залегающей на древней коре выветривания палеозойских пород и перекрытой каолинизированной толщей осадочных пород, относимой к верхнему мелу (ненинской свите). Оба исследователя сопоставляли бокситоносные образования с кийской свитой Чулымо-Енисейской котловины.

К этому же типу коры выветривания следует отнести, по-видимому, одновозрастный пестроцветный элювий, развитый на среднеюрских угленосных отложениях и обнажающийся в Центральной мульде Кузнецкой котловины: по р. Чесноковке у с. Чусовитино, по р. Сев. Уньге у с. Барататского и по р. Ине у с. Протопопово.

Бокситоносная раннемеловая кора выветривания и продукты ее перетложения широко распространены в северных предгорьях Кузнецкого Алатау, где они впервые и были выделены под наименованием кийской свиты (Ананьев, 1944). В Барзасском районе они залегают обычно в карстовых воронках на карбонатных толщах синия и кембрия и, реже, на древних поверхностях выветривания. В последних случаях, как, например, в Алчедатской впадине, они развиты на угленосных юрских осадках или на илекской свите (в бассейне Кии и ее притока р. Серты). Разрез кийской свиты в указанных районах складывается пестроцветными (мясокрасными, желтыми и белыми) каолиновыми глинами — бокситоносными, со значительным содержанием свободного глинозема, с глинистыми и каменистыми гидроаргиллитовыми бокситами, аллитами и сиаллитами, линзами бурых железняков. В основании свиты довольно часто встречаются глинистые пески, обогащенные ильменитом, а иногда и песчано-гравийно-галечниковые отложения. Мощность свиты достигает 20—30 м.

В направлении от Алтае-Саянской горной области в глубь Западно-Сибирской низменности красноцветные и пестроцветные осадки кийской свиты постепенно сменяются сероцветными слабо угленосными отложениями. Так, Мариинской и Белогорской опорными скважинами вскрыты типичные красноцветные осадки кийской свиты. Но уже в разрезе Чулымской опорной скважины апт-альбские осадки состоят в основном из кварцево-полевошпатовых и полимиктовых песков, реже алевролитов и глин. Пестроцветный облик и бокситоносный состав синхронных отложений сохраняется по восточной окраине Западно-Сибирской низменности вдоль всего Енисейского кряжа, а в районах, более удаленных от

Алтае-Саянской области, им отвечают по времени формирования мраморовидные (блеклые) глины (Шумилова, 1963).

На западном склоне Колывань-Томской возвышенности, в Томском районе кийской свите соответствует 54-метровая пачка аркозовых песков, переслаивающихся с темно-серыми слоистыми алевролитами и слюдястыми супесями, из которой П. А. Никитиным определены в большом количестве семена растений, на основании чего она отнесена к аптскому ярусу (Матвеевская и Иванова, 1960).

В Кулунде апт-альбские отложения представлены серыми песками и алевролитовыми глинами с тонкими прослоями бурых углей, а вблизи Казахского мелкосопочника и с прослоями красноцветных пород (Черников, 1957).

Возраст кийской свиты в районе ее стратотипа — в бассейне Кии — определен А. Р. Ананьевым (1944) как апт-альбский на основании обширных сборов растительных остатков, позднее дополненных А. С. Кирилловым (1948). Из тех же разрезов кийской свиты П. А. Никитин определил большое количество карпоидов, по которым он высказал заключение о меловом возрасте вмещающих пород. Дополнительные сборы растительных остатков произведены в бассейне Кии в 1965 г. Ю. В. Тесленко и Ю. Б. Файнером из железистых песчаников в основании кийской свиты у д. Константиновки и из кровли свиты — у деревень Подонка, Усть-Серта и Кубаево.

Спорово-пыльцевые исследования кийской свиты проводились Н. А. Болховитиной и особенно в больших объемах Е. А. Портновой (1961). Н. А. Болховитина сопоставила полученный комплекс с альбским комплексом Казахстана. Е. А. Портнова считает, что формирование осадков кийской свиты началось, по-видимому, в начале аптского и закончилось в конце альбского или даже в начале сеноманского веков. Такой вывод подтверждается стратиграфическим положением в разрезе охарактеризованных хорошо сопоставимыми спорово-пыльцевыми комплексами отложений центральной части Западно-Сибирской низменности и Урала.

В других частях Алтае-Саянской области нижнемеловые отложения в настоящее время неизвестны.

Верхний мел. Более широкое распространение в предгорьях Алтае-Саянской области имеют верхнемеловые отложения, которые подразделяются на симоновскую и сымскую свиты.

Симоновская свита выделена Л. А. Рагозиным (1936) вблизи с. Симонова на р. Чулыме. Последующие исследования показали региональное развитие ее в Чулымо-Енисейской впадине вдоль горного обрамления. В предгорьях она залегает с размывом на апт-альбских осадках и в основании нередко содержит галечники, тогда как в более северных разрезах наблюдается согласное залегание ее без видимого перерыва (Пояркова, 1961). По литологическому составу она подразделяется на две подсвиты (Боголепов и др., 1961).

Нижняя подсвита сложена в основном светло-серыми кварцево-полевошпатовыми и аркозовыми песками с линзами алевролитов, серых гидрослюдистых глин и кремнистых песчаников. В породах часто встречаются отпечатки листьев и обугленная древесина (Боголепов и др., 1961). Спорово-пыльцевые исследования А. Ф. Хлоновой (1960) и других палинологов свидетельствуют о сеноманском возрасте осадков нижней подсвиты и позволяют сопоставлять ее с покурской свитой центральных районов Западно-Сибирской низменности. Мощность ее достигает 200—250 м, значительно уменьшаясь в сторону гор.

Верхняя подсвита состоит главным образом из пестроцветных (красных, розовых, серых и белых) каолинито-гидрослюдистых глин с прослоями алевритов и кварцево-полевошпатовых песков общей мощностью

до 150 м. В ней установлены отпечатки сеноман-туронских растений (Боголепов и др., 1961). Спорово-пыльцевые комплексы (Хлонова, 1960) отвечают комплексам кузнецовской свиты центральной части Западно-Сибирской низменности, датируемой туроном. Туронский возраст ее подтверждается и находками остатков насекомых (Мартынова, 1954).

Симоновская свита имеет распространение и на северо-востоке Кузбасса — в Барзасском и Анжеро-Суджеском районах. Здесь она состоит из песков, гравия и галечников, переслаивающихся с линзами серых, белых и редко пестроокрашенных каолиновых глин. Для нее характерны: каолинизация осадков, как сингенетичная, так и наложенная, преобладание грубозернистого, преимущественно кварцевого и кварцитового терригенного материала, его хорошая окатанность, повышенное содержание устойчивых минералов, большое количество линз песчаников и конгломератов с кремнисто-железистым цементом. Мощность свиты достигает 50 м. Е. А. Портновой описан из нее богатый спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого встречаются виды, характерные и для кийской свиты.

Отложения симоновской свиты описаны также на юго-востоке Колывань-Томской возвышенности по р. Яе у д. Медведчиковой, где в них содержатся отпечатки растений, позволившие произвести сопоставление их со стратотипическим разрезом у д. Симоновой (Рагозин, 1936).

На западе Кулундинской степи по разрезам Карасукской, Славгородской и Леньковской скважин Е. Ф. Иванова (Матвеевская и Иванова, 1960) отнесла к сеноман-турону толщу кварцево-полевошпатовых песков и слабо сцементированных песчаников, переслаивающихся с алевритами и глинами, содержащими спорово-пыльцевые остатки. В предгорьях юго-восточной части Кулунды и в Бийско-Барнаульской котловине синхронные симоновской свите осадки неизвестны.

Сымская свита подразделяется на нижнюю (сенон) и верхнюю (маастрихт-дат) подсвиты (Решения и труды ..., 1961). Нижняя подсвита известна лишь в приенисейской и северной частях Чулымо-Енисейской впадины (Боголепов и др., 1961). Сложена она светло-серыми кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми разнозернистыми песками, белыми алевритами, белыми и серыми каолиновыми гидрослюдистыми глинами с повышенным содержанием устойчивых минералов. Из нее изучен спорово-пыльцевой комплекс, позволивший сопоставить ее с ипатовской и славгородской свитами Западно-Сибирской низменности. В центральной части Кулунды известны морские аналоги нижней подсвиты в виде славгородской свиты.

В пределах Каменского Присалаирья, юго-западнее с. Шайдурово, при бурении вскрыты серые глины со щебенкой местных пород и растительным детритом, заполняющие карстовую депрессию в известняках. Согласно спорово-пыльцевому анализу А. М. Малолетко (1965) сопоставляет их с сантоном Бийско-Барнаульской впадины. В последней верхнемеловые озерно-речные отложения распространены широко. Здесь они представлены светло-серыми мелко- и среднезернистыми песками, белыми и светло-серыми каолиновыми глинами с растительными остатками. Общая мощность озерно-речных отложений до 50 м.

Верхняя подсвита сымской свиты распространена главным образом в приенисейской части Чулымо-Енисейской впадины. Там она сложена мелкими серыми кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми, слегка каолинизированными песками с линзами серых гидрослюдистых и каолиновых глин. В глинах встречаются отпечатки листьев и содержатся спорово-пыльцевые остатки, позволяющие произвести сопоставление верхней подсвиты с ганькинской свитой Западно-Сибирской низменности (Хлонова, 1960; Боголепов, и др., 1961).

На северо-западе Алтае-Саянской области палеогеографические условия осадконакопления позднесымынского времени продолжались без существенных изменений, вероятно, несколько дольше. Поэтому литологически сходные с верхнесымынской подсвитой ненинская и доронинская свиты имеют возрастную датировку начиная от маастрихта и до палеоцена включительно.

Ненинская свита выделена в Ненинско-Чумышской котловине А. М. Кузьминым (1928), а доронинская свита — В. Д. Фомичевым и В. П. Казариновым (Фомичев и Алексеева, 1961) у северного подножья Салаира — в Доронинской впадине. В процессе разведочно-поисковых работ в Кузнецкой котловине наибольшее распространение получило первое наименование — ненинская свита.

В Ненинско-Чумышской котловине ненинская свита характерна широким площадным распространением. В виде узких заливов, приуроченных к древним речным долинам, она вдавливается в юго-восточный склон Салаирского кряжа. Сложена она кварцевыми, местами каолинизированными песками и галечниками, белыми, красными и бурыми, часто огнеупорными глинами. Мощность галечника в основании свиты достигает 6 м. Состав гальки сравнительно однообразен: преобладают кварциты и кварц; выветрелые гальки эффузивных и осадочных пород встречаются в подчиненных количествах. Гальки плохо окатаны и слабо сцементированы светло-серой или пестроцветной песчано-глинистой массой. В Ажинском угольном месторождении на р. Бие (Кузнецов, 1930) состав галечников более разнообразен. Среди них имеются каолинизированные гальки гранитов, кварцевых порфиров, порфиритов, песчаников и глинистых сланцев. Верхний горизонт свиты сложен преимущественно глинами. В них часто встречаются стволы деревьев, бурые угли, погребенные почвы, прослойки песчаников и алевролитов с сидеритовым цементом. В разрезах выделяются песчано-галечниковые русловые образования и глинистые породы, сформировавшиеся в водоемах типа мелких озер и болот. Залегание свиты здесь спокойное, почти горизонтальное. С несогласием она перекрывает породы среднего девона, юры и нижнего мела. Мощность ее достигает 60—80 м. Мел-палеоценовый возраст ненинской свиты определен Э. А. Бессоненко по спорово-пыльцевым данным (Захаров, Максимов, 1962) и Е. А. Портновой по листовым отпечаткам (Хахлов, 1947; Казаринов, 1947, 1958) и остаткам карпоидов и спор (Казаринов, 1958).

Под доронинской свитой В. П. Казаринов понимал генетически неоднородную толщу, сформировавшуюся в Доронинской впадине за счет размыва древней коры выветривания и несущую следы последующего химического выветривания. В ее составе имеются элювиальные и делювиальные белые и пестрые каолиновые глины, глинистые (каолинизированные) аллювиальные кварцево-полевошпатовые пески и галечники, а также пестрые каолиновые и бокситоносные глины озерно-болотного происхождения. В пределах соседних частей Салаирского кряжа и в Вагановской впадине, по данным М. П. Нагорского (1943), на площадях распространения закарстованных известняков, особенно вблизи контактов их с песчано-сланцевыми породами, встречаются красные, желтые и сиреневые пластичные глины. В них, особенно в основании, содержатся обломки выветрелых песчаников и сланцев, жильного кварца, стяжения буроугольного железняка и боксита. Залегают эти пестроцветные глины в замкнутых карстовых депрессиях. Мощность их весьма изменчива и зависит от формы карстового рельефа. Они являются, по-видимому, верхними горизонтами доронинской свиты. Обнажения характерных белых песков и песчаников с каолиновым цементом доронинской свиты известны у населенных пунктов: Правый Курундус, Марай, Суры, Доронино, Рысковка и др.

Подобные же каолинизированные пески с пестроцветными глинами сверху прослежены в процессе поисково-разведочных работ в присалаирской части Кузнецкой котловины, где они относятся к ненинской свите. Наиболее изучены они в Мусохрановской впадине — на Мусохрановском месторождении строительных и стекольных песков и огнеупорных глин — в долине р. Касьмы между селами Мусохраново и Новопокасьма. Свита залегает на размытом отбеленном элювии палеозойских пород. Разрез ее начинается линзовидными телами песчано-глинистого материала с растительным детритом. В ее основании содержится значительная примесь каолинита и свежих полевых шпатов, тогда как сверху каолинит отсутствует. Мощность этого горизонта свыше 6 м. Выше залегает толща белых кварцево-каолиновых песков с гальками, выветрелыми до состояния глин. В нижнем ее горизонте встречаются каолинизированные полевые шпаты, а сверху — лишь устойчивые к выветриванию минералы. Мощность этого горизонта составляет 7—8 м. Заканчивается разрез серыми, с розовым, желтоватым и другими оттенками, ярко окрашенными огнеупорными глинами мощностью более 20 м (Казаринов, 1958).

В 1940 г. М. И. Миронов описал разрез ненинской свиты в Урской впадине (нижнее течение р. Ура). Здесь на глинистых песках и песчаных глинах, представляющих собой элювий палеозойских пород, залегают гравийник, мелкий галечник и крупный песок, состоящие из кварца и кварцита, общей мощностью до 1,3 м. Выше они перекрыты разноразмерными кварцевыми горизонтально- и косослоистыми песками с большим содержанием каолинизированного полевого шпата, с мелкой галькой и гравием, местами с каолиновым цементом. Мощность слоя 5,3 м. Верх свиты слагаются пестроцветными, часто песчанистыми глинами мощностью 7—8 м.

Белые кварцево-каолиновые пески с гальками кварца, кварцита, кремней и прослоями белых каолиновых глин (типа неоэлювия) известны в Кузнецкой котловине вблизи сел Пиньгино и Плотниково, в Прокопьевском районе у с. Зенково, в Барзасском районе на Придороженском месторождении глин, а также в Анжеро-Судженском районе. Во многих местах разрез этой каолинизированной толщи завершается сверху горизонтом пестроцветных глин. Пестроцветные бокситоносные глины, характерные для верхних слоев ненинской свиты, залегают на элювии палеозойских пород в районе с. Плотниково, у пос. Михайловского и близ с. Пиньгино; в селах Чусовитино, Протопопово и в районе с. Егозово они перекрывают элювий юрских пород.

Пестроцветные глины с бокситами и бурыми железняками отмечены в Барзасском районе — на границе с Кузнецким Алатау.

Широкое распространение пестроцветных пластичных, вязких, обычно красных или красно-бурых глин, иногда мраморовидного облика, с конкрециями лимонита и окиси марганца, содержащих свободный глинозем, отмечено Ю. П. Казакевич, А. А. Месяниновым и И. Н. Лапинским в пределах хребта Арга, где они залегают на элювии палеозойских пород (Казаринов, 1958).

В Горной Шории горизонт пестроцветных вязких глин с обильными железомарганцовистыми стяжениями, лежащий на элювии палеозойских пород, наблюдался при геолого-съёмочных и поисковых работах: Н. А. Батов, Г. П. Быков, Г. Д. Афанасьев, А. С. Калугин, Б. Ф. Петров и др. Б. Ф. Петров (1939) считал горизонт пестроцветных глин древними почвами. Он обратил внимание на приуроченность образований коры выветривания к определенным высотным отметкам. Для Горной Шории такой высотой служит изогипса 400—420 м. Все элементы рельефа, лежащие выше 420 м, за исключением резко очерченных отдельных вершин, обнаженных денудацией, покрыты древней корой выветривания, перекрытой бурыми покровными глинами.

Пестроцветные глины с железисто-марганцовыми оолитами широко распространены на территории Предалтайского плато и в Бель-Агачской степи. В пределах Горного Алтая они имеют ограниченное распространение, будучи приуроченными к межгорным понижениям. В основании их всюду развит структурный отбеленный элювий палеозойских пород, а перекрываются они красно-бурыми гипсоносными глинами, датированными в Рудном Алтае плиоценом (Семенов, 1948).

Из вышеизложенного описания меловых отложений видно, что в Алтае-Саянской области в течение всего мелового периода формировались литологически однообразные, трудно расчленяемые континентальные осадки, в составе которых существенную роль занимают продукты переотложения кор химического выветривания. Исследования А. Ф. Хлоновой (1966) в бассейне р. Яи показали, что в составе однообразной, преимущественно песчаной каолинизированной толщи, датированной различными исследователями с сеномана и до дания включительно, по палинологическим данным выделяется несколько стратиграфических горизонтов от апта до палеоцена включительно. На основании этого мы считаем, что на протяжении этого времени и, возможно, несколько ранее в Алтае-Саянской области и прилегающих к ней окраинах Западно-Сибирской низменности происходил непрерывно-прерывистый процесс глубокого химического выветривания, затрагивавший как коренные палеозойские и мезозойские породы, так и размытый древний элювий и продукты его переотложения. В течение мезозойской и кайнозойской эр неоднократно возникали условия, способствовавшие проявлению латеритного выветривания с образованием залежей бокситов и железных руд: в конце триасового периода, во второй половине раннемеловой эпохи и в начале палеогенового периода. Благоприятные условия для формирования кор выветривания создавались после проявления горообразовательных процессов, обуславливавших создание достаточно расчлененного хорошо дренированного рельефа. Поэтому коры выветривания формировались преимущественно в предгорьях Алтае-Саянской области, а в примыкавших к ним впадинах накапливались продукты их размыва.

Палеоген

Палеоцен. В течение палеоценовой эпохи в Алтае-Саянской области сохранились условия осадконакопления, довольно сходные с позднемеловой эпохой. Поэтому так трудно расчленяются соответствующие осадки. Палеоцен в Кулундинской впадине выделяется совместно с эоценом и ранним олигоценом под названием островновской свиты (Адаменко, 1967), сложенной кварцевыми песками и каолиновыми глинами с линзами бокситов. На остальной территории он описан совместно с датскими осадками под названием верхнесымской подсвиты, ненинской и доронинской свит. Распространение и состав их рассмотрены в предыдущем разделе совместно с образованиями верхнего мела.

Эоцен. Эоценовые отложения в Алтае-Саянской области имеют ограниченное распространение. Они установлены на Салаире, на севере Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской возвышенности, в Горном Алтае и Енисейском крае, в Бийско-Барнаульской и Зайсанской котловинах.

Впервые о наличии на Салаире континентального эоцена сообщил П. А. Никитин после изучения растительных остатков по сборам Н. П. Нагорского из углистых глин и пестроцветной бокситоносной толщи Вагановского месторождения (Нагорский, 1943, 1958; Гаррис, 1947; Казаринов, 1958; Фомичев, Алексеева, 1961). Вместе с тем М. А. Гаррис отметила, что здесь же из глинистого бурого угля, залегающего в основании бокситоносной толщи, П. А. Никитиным определены растительные

остатки, указывающие на третичный возраст, но содержащие примесь реликтов хвойной позднемеловой тайги. Находки древесины в каменных бокситах Вагановского месторождения (Ермолаев, Попов, 1933) позволили В. А. Хахлову высказать предположение о раннетретичном возрасте бокситов.

Эоценовые отложения установлены бурением на юго-западном склоне Салаирского кряжа у с. Зайцево и в Бийско-Барнаульской котловине (Малолетко, 1963, 1965). Здесь они представлены внизу кварцевыми песками с галькой и гравием из кварца и кремнистых пород, а сверху светло-серыми аргиллитоподобными глинами с растительным детритом и местами с линзами лигнита. В Барнауле в белых глинах под лигнитом вскрыт прослой светло-серого гидраргиллитового боксита мощностью 40 см. В составе эоценовых отложений Бийско-Барнаульской котловины бурением вскрыты линзовидные кремнистые стяжения, сходные с горизонтом сливных кремнистых песчаников с отпечатками эоценовой флоры, распространенных в бассейне р. Яи — на севере Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской возвышенности (Горбунов, 1960). Подобные песчаники в виде крупных неокатанных кусков во вторичном залегании описаны В. В. Вдовиным (1956 б) в составе олигоценовых (нижнечетвертичных по старым определениям) отложений по р. Малой Суетке севернее г. Камня-на-Оби.

На севере Колывань-Томской возвышенности кремнистые песчаники установлены в 1918 г. М. К. Коровиным (1927) на р. Киргизке. Согласно изучению листовых отпечатков В. А. Хахлов (1931) считал их позднеэоценовыми или даже раннеолигоценовыми. Такие же песчаники с остатками стволов и корней древесной и стеблей травянистой растительности наблюдались нами в долине р. Басандайки у деревень Писаревой и Просекиной. Два горизонта кремнистых песчаников описал А. Б. Травин (1945) в основании песков Туганского месторождения. Очевидно, кремнистые песчаники весьма типичны для эоценового времени на территории предгорий Алтае-Саянской области.

М. Г. Горбунов, Н. В. Григорьев и Е. П. Нагорская (1960), а также Б. Н. Соколов (1963) связывали формирование горизонта кремнистых песчаников в составе эоценовых песчаных отложений на Томь-Яйском междуречье с перераспределением кремнезема в зоне гипергенеза. С процессами гипергенеза связано и формирование залежей бокситов Вагановского, а возможно, и других месторождений на Салаире. Видимо, в эоценовую эпоху продолжали интенсивно проявляться процессы химического выветривания.

Мощность отложений, относимых к эоцену, составляет на северо-востоке Салаира около 60 м, в центральной части Бийско-Барнаульской котловины до 25 м и в краевых ее частях 5—10 м.

Из лигнитов, вскрытых скважиной в Барнауле, изучен богатый спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий датировать вмещающие осадки эоценом (Малолетко, 1963). Своеобразный спорово-пыльцевой комплекс извлечен Э. А. Бессоненко и А. Б. Михеевой (1963) из светло-серых гумусированных глин и песков, вскрытых скважиной в с. Мамонтово на юго-востоке Кулунды. Спорово-пыльцевые комплексы позволяют сопоставить вмещающие их осадки с люлинворской свитой юга Западно-Сибирской низменности.

В основании эоценовых отложений Бийско-Барнаульской котловины установлены белые элювиальные глины, развитые на хлорито-глинистых сланцах.

На Томь-Яйском междуречье эоценовые отложения также подстилаются глинистым элювием сланцев. А в бассейне Яи кремнистый горизонт развит на каолинизированных песчано-глинистых осадках верхнего мела (Хлонова, 1966).

В Горном Алтае к эоцену относится турангинская свита, сложенная кварцевыми аллювиальными галечниками, залегающими на водораздельных плато и в цоколях речных террас в долинах Каргы, Могун-Бурень и Чаган.

В Зайсанской котловине В. К. Василенко (1961) к эоцену условно относит сильно песчанистые охристые желтые и серые с зеленоватыми и бледно-сиреневыми оттенками глины, чередующиеся со слоями (до 2 м) крупногалечных конгломератов. Мощность этой толщи свыше 20 м. Органические остатки в ней неизвестны. Залегает она на юрских или палеозойских породах.

В Енисейском кряже К. В. Боголепов (1961) к эоцену относит верхние горизонты бокситоносной мурожинской свиты, охарактеризованной палинологически.

Олигоцен. Несколько шире распространены в Алтае-Саянской области олигоценовые отложения, приуроченные в основном к предгорным и межгорным впадинам.

На западном склоне Салаира олигоценовые осадки вскрыты в районе с. Смазнево на глубине 38,5 м (Малолетко, 1964). Они залегают на палеозойских известняках и достигают мощности 32 м. Литологически они представлены глинами желтого, белого, сизоватого и светло-серого цвета, переслаивающимися с галечниками. В составе гальки преобладают кварц и кварцит, реже встречаются каолинизированные сланцы. В галечниках также содержатся бобовины боксита величиной 1—2 см. Пустоты между гальками заполнены песчаным материалом или красно-бурыми, желтыми и серыми глинами. Отдельные гальки встречаются и в глинах, особенно в основании разреза. Серые и сизоватые глины содержат обломки обугленной древесины и отпечатки листьев.

Г. А. Балужева провела палеокарпологический анализ верхнего слоя светло-серой глины с глубины 42 м. Изученный комплекс растений сопоставляется ею с флорой, присущей некрасовской серии Кулунды, датированной олигоценом.

Описанные отложения представляют собой русловую и старичную фации аллювия рек с большой скоростью течения, размывавших каолинизированные позднемиоценовые, ранне- и среднепалеогеновые отложения с присущими им залежами бокситов.

В Каменском Присалаирье А. М. Малолетко (1964) отнес к олигоцену кварцевые пески с галькой кварца и кремнистых пород, заполняющие древние долины. Севернее Камня-на-Оби, у сел Крутихи и Заковряжино, олигоценовые отложения описывались В. П. Казариновым (1941) и В. В. Вдовиным (1956б). Здесь они представлены серыми, темно-синими и желтыми глинами, местами с лигнитом и торфом, иногда с тонкими линзами темно-синих песков. На основании карпологических анализов П. А. Никитин и А. П. Малюкова датировали эти осадки плиоценом. В 1965 г. из обнажения у с. Крутихи В. П. Никитиным анализировалась плотная темно-коричневая гиттия, отнесенная им к позднеолигоценовой абросимовской свите. Из этого же образца И. А. Кульковой получен спорово-пыльцевой комплекс, позволивший ей также сделать заключение о позднеолигоценном возрасте.

Упомянутые глины перекрываются галечниками и песками. Впервые они были описаны Г. И. Танфильевым (1902) у Камня-на-Оби и по р. Большой Суетке, а позже отмечались П. А. Православлевым (1933), В. П. Казариновым (1941), В. В. Вдовиным (1956б). Галька состоит из кварца, кварцита, роговиков, кремней, яшм, зеленых сланцев, песчаников и сидерита. Окатанность ее слабая. Отдельные прослои песков сцементированы железистым цементом и превращены в песчаники. Первоначально В. В. Вдовин относил эти отложения к нижнему антропогену, но в настоящее время сопоставляет с чаграйской свитой верхнего олигоцена.

В Горном Алтае (в Чуйской котловине) Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец (1958) и Г. А. Шмидт (1967) отнесли к олигоцену карачумскую и кошагачскую свиты. Первая сложена красными и пестроокрашенными глинами и суглинками, белыми каолинизированными песками и кварцево-кремневыми галечниками общей мощностью до 50 м, на которых несогласно залегает пачка грязно-серых, бурых и зеленоватых грубых суглинков мощностью до 15 м. Выше по разрезу выделяется кошагачская свита зеленовато-серых и желтоватых глин и алевролитов с прослоями песчаников и пачками бурых углей в верхней части разреза. В них известны отпечатки листьев, шишки хвойных растений и богатые спорово-пыльцевые комплексы. Мощность свиты составляет 150 м. Е. В. Девяткин (1957) кошагачскую свиту отнес к низам миоцена.

В северных и западных частях Рудного Алтая олигоцен представлен белыми песчанистыми глинами с охристыми пятнами, содержащими железистые оолиты и прослои белых, кварцевых песков. Мощность этой толщи, относимой Н. С. Чумаковым (1958) к чаграйской свите, около 20 м.

Наиболее мощная толща олигоценовых осадков известна в Зайсанской котловине (Василенко, 1961). Там с постепенным переходом на условно эоценовые отложения или непосредственно на юрские и палеозойские породы ложится фациально изменчивая теректинская свита. Сложена она красно-бурыми, малиново-красными и зелеными глинами со слоями алевролитов и песчаников в нижней части разреза. Наибольшую мощность свита имеет в разрезе опорной скважины (Василенко, Левченко, 1962) — 196 м и на Эспинской площади — 168 м. В краевых частях впадины она значительно меньше. В. К. Василенко теректинскую свиту относит к нижнему олигоцену — верхам эоцена. Средним олигоценом он датирует ашутасскую свиту, подразделяемую на две подсвиты.

Нижнеашутасская подсвита сложена зеленовато-серыми глинами и алевролитами. В них найдены многочисленные стпечатки листьев, раковины моллюсков, остракод, остатки насекомых, рыб и обильные спорово-пыльцевые комплексы. Мощность нижней подсвиты 73 м.

Верхнеашутасская подсвита мощностью 117 м состоит из зеленых, красно-бурых, голубовато-зеленых, часто алевролитистых и известковистых глин с обильными остатками моллюсков, остракод, рыб, насекомых, червей, пресмыкающихся, млекопитающих и харовых водорослей.

Верхнеолигоценовому циклу седиментации отвечает нуринская свита, состоящая внизу из алевролитов и песчаников, а сверху — из алевролитов и песчано-алевролитовых зеленовато-серых глин, иногда с прослоями песчаников. В ней встречены растительные остатки, обломки остракод и косточки рыб. Мощность свиты в разрезе опорной скважины 97 м, а на Эспинской площади — до 117 м.

На северо-западе Алтае-Саянской области олигоценовые отложения широко распространены на территории Колывань-Томской возвышенности. Наиболее древние среднеолигоценовые осадки (новомихайловская свита) вскрыты скважинами или обнажениями по рекам Киргизке (у д. Реженки), Басандайке (у д. Белоусовой и на Вороновском месторождении белых глин и бурых углей) и в районе Туганского месторождения песков (Травин, 1945). Литологически они представлены светло-серыми, реже белыми среднезернистыми слюdistыми песками, переслаивающимися с зеленовато- и синевато-серыми алевролитами и глинами с линзовидными пластами бурого угля. Из песчано-глинистых отложений, обнажающихся по р. Киргизке близ устья Реженского лога, М. Г. Горбунов (1957) определил комплекс семян и плодов, а из подобных же пород в основании Каспаровского яра — шишки хвойных растений, на основании которых возраст осадков считается олигоценовым.

Мощность этой толщи 80 м. В основании ее залегают кремнистые песчаники, сопоставляемые с яйским горизонтом кремнистых пород, возраст которых принимается как эоценовый (Горбунов, 1960).

Согласно листовым отпечаткам (Хахлов, 1931; Криштофович, 1946) и определению карпоидов (Никитин, 1935, 1965), более молодыми (позднеолигоценовыми) считаются желтовато-серые слюдистые пески с прослоями буровато-серых гумусированных глин и с линзами бурых углей, обнажающиеся в Лагерном саду у Томска (Николаев, 1947). Залегают они на элювии глинистых сланцев карбона.

К верхнему олигоцену В. В. Вдовин относит мелкозернистые охристые, белые и светло-серые пески мощностью 22 м с растительным детритом, залегающие на свежих глинистых сланцах в 1 км ниже с. Коларово, а также бурые, коричневые, серые и белые глины с пластами углей и голубовато-серыми песками в основании на Казанском буроугольном месторождении. Из буроугольных пластов П. А. Никитин в 1943 г. определил большое количество пыльцы, спор и карпоидов, на основании которых дал заключение о раннемиоценовом возрасте этих осадков. По современной унифицированной стратиграфической схеме эти отложения относятся к верхам олигоцена — низам миоцена. Вероятно, одновозрастными являются и песчано-глинистые угленосные осадки Ярского буроугольного месторождения (Попов и Геблер, 1939), которые на основании карпологического анализа П. А. Никитин в 1944 г. отнес также к низам миоцена. Минералогические исследования Е. В. Шумиловой позволяют сопоставлять эти осадки с верхним олигоценом Лагерного сада в Томске. Подобные же отложения на Томь-Яйском междуречье и в бассейне Яи П. А. Никитин в 1946 г. отнес уже к верхам олигоцена. Первоначально и лагерносадские угленосные отложения П. А. Никитин (1935) считал миоценовыми и лишь в 1943 г. (Никитин, 1965) пришел к заключению об их олигоценовом возрасте.

Олигоценовые отложения широко распространены на Томь-Яйском междуречье, вдоль железной дороги Томск — Асино. Согласно исследованиям П. Т. Сазонова, они представлены главным образом мелкими серыми и охристыми песками, подстилаемыми серыми и коричневыми глинами с пластами углей. Между 34 и 35 км указанной железнодорожной линии пласт угля вскрыт кюветом. Из него и определял П. А. Никитин в 1946 г. карпоиды.

Вероятно, верхнеолигоценовыми являются и белые глины с белым охристым песком в основании, обнажающиеся на левом берегу р. Сосновки в 1 км ниже с. Ботьево.

Желтовато-бурые глины, очень похожие на угленосные глины Казанского и Ярского месторождений, вскрыты скважиной в совхозе Овражном, в верховье р. Тугояковки.

По северным окраинам Колывань-Томской возвышенности, в зоне смыкания ее с Западно-Сибирской низменностью, отложения верхнего олигоцена имеют несколько иной облик. В их составе преобладают зеленоватые, голубоватые и буроватые глины, местами с карбонатными конкрециями, небольшими линзами или разрозненными кусками лигнита, иногда с линзовидными песчаными прослоями. Такого типа осадки обнажены у с. Козюлино в устье Томи, у сел Киреевского и Поздняково, в Амбарцевском и Заобском ярах на Оби, в яру Золотушка на Чулыме. Из них изучены листовые отпечатки, остатки плодов и семян, большое количество пыльцы и спор, на основании чего многие исследователи (Хахлов, 1949; Горбунов, 1951; Якубовская, 1957; Баркалов, 1958; Дорофеев, 1959, 1960; Колесникова, 1961; Чигуряева, 1962; Меркулова, 1966; Вдовин, Кулькова, 1968; Кулькова, 1968) относят их к верхам олигоцена — низам миоцена. Из всех названных обнажений нами отобраны образцы глинистых пород, характеризующих озерные фации, которые

подверглись палинологическому анализу. Выполнявшая этот сравнительный анализ И. А. Кулькова (1964) пришла к заключению о позднеолигоценовом возрасте этой толщи.

В бассейне Яи — в зоне сопряжения Кольвань-Томской возвышенности и Арчекаского кряжа (северный отрог Кузнецкого Алатау) — олигоценовые отложения распространены в Улановской и Бекетской впадинах, где они представлены кварцевыми белыми песками с прослоями белых, шоколадно-коричневых и серых глин и бурых углей.

В районе Енисейского кряжа установлена система разломов субширотного или северо-восточного простирания, ограничивающих ряд эрозионно-тектонических котловин олигоценового возраста: Бельско-Рыбинскую, Тасеевскую, Кулаковскую (Боголепов, 1955), а также обновивших границы более древней Казачинской котловины.

К низам олигоцена в указанных котловинах К. В. Боголепов (1961) относит кору выветривания, но никаких палеонтологических обоснований для установления ее возраста нет, так как она развита исключительно на докембрийских породах и перекрывается бельской свитой среднего-верхнего олигоцена. Вполне возможно, что эта кора выветривания (каолинит-гидрослюдистая) имеет более древний возраст.

В зоне сопряжения Енисейского кряжа с Чулымо-Енисейской котловиной разрез бельской свиты представлен отложениями крупной водной артерии с циклическим чередованием русловых галечников и песков с пойменными песками, алевритами и глинами, насыщенными растительным детритом и обломками лигнита. Из свиты собраны отпечатки листьев, изучены семена, древесина, пыльца и споры. По распространению бельской свиты К. В. Боголеповым (1961) намечена крупная речная долина, проходящая почти параллельно современному Енисею, приуроченная к системе субмеридиональных прогибов.

С. А. Архипов и И. А. Кулькова (1965) собрали новые палеонтологические данные по бельской свите на территории Чулымо-Енисейской котловины и установили, что она заполняет не одну, а ряд речных долин, имевших сток с Восточного Саяна и Енисейского кряжа в северную часть Кемского прогиба, где они впадали в обширный озерный водоем. Сопоставление спорово-пыльцевых комплексов бельской свиты и верхнеолигоценовых отложений Томского Приобья показало значительное их сходство (Кулькова, 1964; Архипов, Кулькова, 1965).

Нерасчлененные позднеолигоценовые — миоценовые отложения, представленные галечниками, песками, зеленовато-серыми (каолинизированными) и пестроцветными глинами, широко распространены на правобережье Енисея в Южно-Минусинской котловине, где они залегают на палеозойских породах и имеют мощность до 200 м (Финаров, 1965). Аналогичные породы установлены в районе Красноярска (Горшков, 1961), в Туве, в Восточном Саяне в с. Бирюсы. Поздним олигоценом — миоценом С. П. Горшков и Д. П. Финаров датируют песчано-глинистую толщу 200—240-метровой террасы р. Енисея. Формирование коры химического выветривания в Минусинском прогибе Д. П. Финаровым и Л. К. Зятьковой относится к палеогеновому периоду.

Изложенные материалы показывают, что олигоценовые отложения распространены преимущественно в предгорьях Алтае-Саянской области, а внутри ее встречаются лишь в межгорных котловинах.

Неоген

Неогеновые отложения в Алтае-Саянской области распространены главным образом в предгорных и межгорных котловинах и представлены различными, преимущественно озерно-аллювиальными осадками.

Некоторые исследователи к неогену в Горном Алтае относят осадки кошагачской (нижний — средний миоцен) и туерькской (средний миоцен — нижний плиоцен) свит.

Угленосные отложения, выделяемые в кошагачскую свиту, развиты во всех крупных межгорных котловинах Алтая. Они представлены коричневато-серыми и светлыми глинами, гравелистыми песками и алевролитами с прослоями бурых углей, иногда с горизонтами сидеритовых конкреций. Их мощности в центральных частях котловин достигают 200—350 м. Угленосные прослои приурочены преимущественно к прибортовым частям котловин. В них известны отпечатки листьев, шишки хвойных растений и богатые спорово-пыльцевые комплексы, характерные для переходных слоев от олигоцена к миоцену. Комплекс пресноводных моллюсков из этой свиты отвечает нижнему — среднему миоцену (Мартинсон, 1961).

Туерькская свита сложена голубоватыми и светло-серыми карбонатными глинами с горизонтами и линзами мергелей и известняков. Распространена она в пределах наиболее крупных межгорных котловин — Чуйской и Курайской, где ее мощность достигает 250—400 м. Возраст ее обосновывается остатками остракод, моллюсков, рыб, растений (древесина, плоды, семена, пыльца, споры).

Неогеновые отложения в прибортовых частях впадин смяты в пологие надвигового характера складки.

Стратиграфическим аналогом туерькской свиты в западной части Горного Алтая, в Рудном Алтае и Калбинском хребте являются осадки павлодарской свиты (Чумаков, 1957, 1964). Они представлены карбонатными красноцветными оскольчатыми глинами, обогащенными в краевых частях котловин щебнем и песками. Генетически это делювиально-пролювиальные, аллювиальные и озерные осадки. Мощность их достигает 40 м.

В гредгорьях Алтая и Салаира О. М. Адаменко к неогену относит аральскую свиту, сложенную пестроцветными (красными и зелеными) глинами с друзами гипса, бобовидными стяжениями окислов железа и марганца, с прослоями и линзами грубозернистого песка, гравия и галечника. Мощность ее от 2 до 70 м. Отложения аральской свиты охарактеризованы остатками парнокопытных млекопитающих, грызунов, страусов, наземных черепах. Перекрывается она красновато-бурыми и пестроцветными гидрослюдисто-монтмориллонитовыми карбонатными глинами и алевролитами павлодарской свиты, содержащими гипсовые и известковистые конкреции. Эта толща содержит остатки гиппарионовой фауны млекопитающих (гиппарионов, носорогов, газелей, жирафа, мастодонтов), унioniд, лимноскафов, остракод, рыб. Павлодарская свита датируется большинством исследователей как поздний миоцен — ранний плиоцен.

На Салаире В. В. Вдовин и А. И. Малолетко относят к неогену бурлинскую серию осадков (миоцен — средний плиоцен) и барнаульскую свиту (верхний плиоцен).

Бурлинская серия распространена в верховьях Берди и Ура, по р. Суенге, в правобережье Чумыша между селами Тогул и Семено-Красилово, на водоразделе Чумыша, Ямы и Шалапа, по р. Каменке у с. Балахчи, а также в Каменском Присалаирье. В этих местах она представлена делювиальными образованиями мощностью до 10 м, состоящими из ярко-красных, красно-бурых, реже серых и желтовато-серых неслоистых глин с характерной оскольчатой структурой. В глинах содержатся обломки местных палеозойских пород, а также бурых железняков и гидраргиллитовых бокситов из кор химического выветривания. Местами, например в бассейне р. Суенги — в Бобровском логу и в Июньской погребенной долине, в красноцветных глинах встречаются хорошо окатанные гальки кварца в охристо-желтой железистой и черной марганцо-

вистой оболочках, а также крупные глыбы кварца, кварцево-железистого конгломерата и гематита. Эти глины содержат большое количество устойчивых к выветриванию минералов: магнетит, ильменит, циркон, а также золото. Для них характерны конкреционные стяжения окиси марганца и железа. На Южном Салаире по р. Каменке в глинах встречаются кристаллы гипса.

Делювиальные глины залегают обычно на склонах погребенных долин или заполняют неровности карстового рельефа. Поэтому в их основании можно встретить пестроцветные породы иенинской свиты, кору химического выветривания и палеозойские породы.

К барнаульской свите относятся делювиально-аллювиальные образования, заполняющие древние погребенные речные долины. Залегают они, как и бурлинские глины, на иенинской свите, коре выветривания, реже на палеозое, а местами вложены и в породы бурлинской серии. В Бобровском логу по р. Суенге они вложены в древнюю долину, по бортам которой сохранились делювиальные глины, а на дне вскрыта карровая поверхность известняков. Общая мощность барнаульской свиты на Салаире колеблется от 10 до 25 м. В Ненинско-Чумышской котловине мощность ее увеличивается до 50—60 м. На Южном Салаире, на междуречье Гришихи и Дресвянки, вблизи д. Гришихи из серой глины Л. И. Ефимовой (Малолетко, 1964б) определен спорово-пыльцевой комплекс, близкий к комплексам кочковской свиты (поздний плиоцен — ранний антропоген). Широкое распространение барнаульская свита имеет в Бийско-Барнаульской котловине (Нагорский, 1941а), где она залегает под глинистыми осадками кочковской свиты.

В Кузнецкой котловине неоген установлен на северо-западе в пределах так называемого Инского залива Кузбасса, откуда он прослеживается по Предсалаирской впадине вдоль Салаира до г. Белово. К нему Р. Ф. Колпакова, Ю. Б. Файнер и другие геологи-съемщики относят ярко-красные, оранжево-желтые и желтовато-белые пластичные, слегка песчанистые, слоистые, карбонатные и гипсоносные тонкодисперсные глины озерного происхождения. В основании глин и среди них встречены тонкие прослои и линзы ожелезненных песков и мелких галечников. Минералогический состав глин свидетельствует о значительном участии в процессе их формирования продуктов переотложения кор химического выветривания. Залегают они в понижениях на различных породах палеозоя, мезозоя и палеогена, в том числе и на корях выветривания. Мощность их на западе Инского залива — в Доронинской впадине — достигает 20—25 м, а на востоке — 3—12 м. По литологическим признакам они сопоставляются с аральской и павлодарской свитами неогена предгорий Алтая и юга Западно-Сибирской низменности.

Согласно исследованиям Н. В. Григорьева, несколько иначе выглядит неоген на северо-востоке Кольвань-Томской возвышенности. Так, между Тайгой и Анжеро-Судженском он представлен сероцветными и пестроцветными озерно-аллювиальными глинами, залегающими в виде линзовидных тел на коре выветривания палеозойских пород. Мощность их достигает 30 м.

В пределах Кузнецкого Алатау неоген имеет весьма ограниченное распространение. Ю. П. Казакевич к нему относит аллювий, слагающий VI (180—200 м) и V (160—170 м) террасы р. Кии. Ею отмечается наличие подобных осадков в бассейне р. Лебеди, где они приурочены к высоким эрозионно-скульптурным террасам и водоразделам. Представлены неогеновые осадки пестроцветными (красновато-бурыми, синевато-зелеными, коричневыми и черными) тонкодисперсными песчанистыми глинами, а также сильно ожелезненными галечниками с обильной примесью красно-бурого суглинка. Значительное содержание монтмориллонита и бейделита в глинах и суглинках указывает на формирование их

за счет относительно слабо выветрелых пород. Галечный материал, за исключением кварцевых и кварцитовых галек, выветрелый — часто до состояния дресвы. В ряде мест галечники золотonosны. Возраст этих осадков обосновывается весьма бедными спорово-пыльцевыми комплексами и литологическими сопоставлениями. Залегают они на размытой поверхности палеогеновых, меловых и палеозойских пород.

В Минусинских впадинах к неогену относят пестроцветные озерно-аллювиальные образования, состоящие из переотложенных продуктов мел-палеогеновой коры выветривания. Это в основном глины красные, бурые, желтые, реже белые и зеленовато-серые, местами бокситоподобные. Залегают они на сильно расчлененной поверхности палеозойских пород, в древних долинах и на погребенных водоразделах. Возраст их устанавливается весьма условно — путем литологических сопоставлений. Л. К. Зяtkовой, О. А. Раковец и другими исследователями допускается начало накопления этих осадков в олигоценовую эпоху — с начала активизации тектонических движений.

Д. П. Финаров (1965) к неогену отнес также маломощный (3—4 м) песчано-галечниковый аллювий 200—240-метровой террасы Енисея в Северо-Минусинской впадине у сел Езагаш и Дорошкеево.

Неогеновые отложения в горной части Восточного Саяна неизвестны. Наличие их установлено лишь в предгорьях и в прилегающих частях Минусинской и Тункинской котловин.

В западных предгорьях Восточного Саяна и в Минусинской котловине к ним относятся пестроцветные глины и суглинки с марганцовыми бобовидными конкрециями, местами содержащие прослои тонкозернистых песков, бурых углей, обугленного мелкого растительного детрита. Общая их мощность до 40 м. Судя по многочисленным анализам глинистых минералов (Ролдугин, Туманов, Смирнов, 1959; Абрамов, Астахова, 1964; Добродеев, 1965; Ивановская, Антонова, 1964—1965) и учитывая условия их залегания, это — продукты размыва коры химического выветривания, накапливавшиеся в озерных бассейнах. Возраст этой толщи В. А. Астаховой по палинологическим данным определяется серединой неогенового периода. М. П. Гричук, учитывая сходство спорово-пыльцевых комплексов, сопоставляла эту существенно глинистую толщу с верхами кызылгирской свиты Чуйской котловины Алтая, датированной там нижним эоплейстоценом (Девяткин, 1965).

Иной разрез неоген имеет в Тункинской котловине. Там это мощная (до 1250 м) толща глин, алевролитов и песчаников, содержащая редкие пласты и линзы мергелей, диатомитов и бурых углей. Значительную часть разреза (около 500 м) составляют пластовые залежи щелочных базальтов.

В Западном Саяне достоверно неогеновые отложения до сих пор неизвестны. Л. К. Зяtkова допускает, что в неогеновом периоде продолжалось формирование коры химического выветривания. Но это предположение недостаточно обосновано и не согласуется с палеогеоморфологической обстановкой большей части Алтае-Саянской области. Более вероятно, что кора выветривания по палеозойским породам была сформирована к концу эоценовой эпохи, а с олигоценовой эпохи начался интенсивный ее размыв. В результате переотложения продуктов коры выветривания в прилегающих котловинах Минусы и Тувы накопились миоценовые красно-бурые глины, суглинки и супеси, кое-где с прослоями галечника и щебня (Рейснер, 1965, 1966).

В горной части Западной Тувы Л. Д. Шорыгина (1957) относит к миоцену пролювиальные и озерно-болотные осадки межгорной впадины в верховьях р. Каргы, состоящие из гравелистых песков и супесей с прослоями угля и мергеля.

В Убсунурской впадине, по данным Л. Д. Шорыгиной, имеются озёрные, озерно-аллювиальные и пролювиальные накопления осадков, представленных карбонатными брекчиями, мергелями, песками. На основанные остатки млекопитающих (гиппарионов), черепах, остракод, пелеципод и гастропод эти осадки синхронизируются с павлодарской свитой юга Западно-Сибирской низменности.

В долинах Енисея и Хемчика в Центрально-Тувинской впадине Л. Д. Шорыгина считает неогеновым аллювий террасовых останцов на высоте 160—350 м — сильно выветрелые охристые галечники, а также красно-бурые пролювиальные суглинки.

Кроме того, в некоторых котловинах Тувы известны серые угленосные глины, из которых определены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для миоцена.

Антропоген

Наиболее широко в Алтае-Саянской области распространены осадки антропогена (четвертичные), формировавшиеся в весьма различных фациальных условиях. Вследствие неполноты разрезов, слабой палеонтологической изученности и фрагментарности полей развития их стратиграфическое сопоставление вызывает большие затруднения. К тому же в настоящее время нет единого мнения, в том числе и у авторов данной работы, о нижней границе антропогена. Наиболее заметный рубеж в осадконакоплении и составе фауны и флоры проходит между средним и верхним плиоценом. Поэтому большинством авторов региональных очерков начало антропогеновой (четвертичной) истории развития рельефа рассматривается с позднеплиоценового времени. В нижний отдел антропогена ими включаются осадки, формировавшиеся с конца среднего — начала позднего плиоцена до тобольского межледниковья (эоплейстоцен), в средний отдел — отложения с тобольского до казанцевского межледниковья (нижний плейстоцен), в верхний отдел — с казанцевского межледниковья до голоцена (верхний плейстоцен), в современный отдел — голоценового. Имеющиеся отклонения от этой стратиграфической разбивки осадков и событий оговорены в соответствующих местах.

В пределах Алтае-Саянской области могут быть выделены два типа нижнеантропогеновых отложений: горно-долинный и предгорно-равнинный.

Е. В. Девяткин (1965) разрез нижнего антропогена (эоплейстоцена) в горах Юго-Восточного Алтая начинается с кызылгирской свиты, залегающей с резким угловым несогласием на палеозое и неогене, которую Г. Ф. Лунгергаузен и О. А. Раковец отнесли к среднему плиоцену. В Чуйской котловине указанные авторы раннеантропогеновые отложения делят на три свиты: кызылгирскую, бекенскую и башкаусскую. Стратиграфические аналоги их имеются и в других котловинах: Курайской, Джулукульской, Улаганской и Самахинской. В целом нижний антропоген сложен конгломератами, брекчиями, галечниками, песками, реже — алевритами, глинами и известняками. Характерным для них является слабая дислоцированность, выветрелость галек, сильное ожелезнение и бурая окраска. Их разрезы палеонтологически охарактеризованы остатками млекопитающих, моллюсков, остракод, рыб, водорослей и спорово-пыльцевыми комплексами. В Рудном Алтае кызылгирской и бекенской свитам стратиграфически отвечает вторушкинская свита (Чумаков, 1963), в Зайсанской впадине — карабулакская свита (Ефимцев, 1963), а башкаусской свите — в обоих районах — верхнегобийские конгломераты.

В пределах предгорных алтайских равнин и в Бийско-Барнаульской котловине стратиграфическим аналогом указанных свит является кочковская свита. Обычно она сложена серыми, буровато-серыми, зеленоватыми, коричнево-бурыми плотными песчанистыми, местами карбонатными глинами с обломками раковин и известковистыми конкрециями. В ее верхних слоях нередко встречаются погребенные почвы. Т. А. Казьмина в толще кочковских глин установила богатый комплекс пресноводных остракод. Вдоль северного фаса Алтая О. М. Адаменко и В. С. Зажигиным (1965) кочковская свита расчленена на две пачки: нижнюю — троицкую, сложенную аллювиальными песками и озерными илами мощностью до 30—40 м, и верхнюю — раздольнинскую, представленную озерно-аллювиальными иловатыми суглинками с прослоями гравия, мощностью до 20—25 м. В троицкой пачке у пос. Троицкого на р. Кызихе О. М. Адаменко собраны остатки мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков, которые позволяют отнести ее к раннему эоплейстоцену (Ваггенгейм, Зажигин, 1965). В раздольнинской пачке у пос. Раздолье на р. Алее собрана богатая коллекция мелких млекопитающих, характеризующая, по В. С. Зажигину, средний эоплейстоцен (вторая половина позднего плиоцена и, возможно, до начала раннего плейстоцена).

К среднему отделу антропогена в горных районах Алтая Е. В. Девяткин относит доледниковый и ледниковый горизонты. Первый складывается песчано-гравийными осадками, залегающими в эрозионных долинах под моренами, и флювиогляциальными отложениями ледникового горизонта максимального оледенения. Второй представлен моренами, галечниками, песками и суглинками. Доледниковые отложения сохранились лишь по периферии ледниковой области, будучи уничтоженными внутри ее ледниковой экзарацией.

Во внеледниковой зоне максимальному оледенению соответствуют пролювиальные отложения высоких конусов выноса у подножий хребтов и отложения высоких террас по крупным долинам рек.

В предалтайских равнинах среднеантропогенные отложения представлены краснодубровской свитой, слагающей верхние горизонты разрезв Приобского плато. По мнению О. М. Адаменко (1966) и С. А. Архипова (1968), период образования краснодубровской свиты охватывает часть раннечетвертичной, всю среднюю и даже начало позднечетвертичной эпохи. Понижение нижней возрастной границы краснодубровской свиты находит подтверждение и в ее палеомагнитных свойствах (Поспелова, Зудин, 1967).

В Приобском плато глинистая толща кочковской свиты постепенно сменяется глинистыми осадками краснодубровской свиты. Никакого перерыва или стратиграфического несогласия между ними нет, и поэтому возрастную границу проводят внутри довольно однородной глинистой толщи, повышая или понижая ее.

В присалаирских районах Обь-Чумышского междуречья О. М. Адаменко выделяет аллювиальные аналоги верхних горизонтов краснодубровской свиты в виде монастырской свиты, бобковских и большереченских слоев. Многолетние наблюдения в Присалаирье А. М. Малолетко (1965) и В. В. Вдовина (Вдовин, Вотах, Зудин, 1969) показали, что монастырские отложения, охарактеризованные в разрезе у с. Кытманово моллюсками, остракодами, остатками млекопитающих и спорово-пыльцевыми комплексами, сопоставляются с хорошо охарактеризованными геплолюбивыми комплексами моллюсков отложениями у с. Калистратихи, пос. Акутихи, Камня-на-Оби и по рекам Аную и Чарышу. В разрезе у Калистратихи хорошо видно, как эти отложения заполняют древнюю речную долину, врезанную в нижнюю часть краснодубровской свиты, и перекрываются ее верхней частью. По материалам буровых работ

в Чулымском Присалаирье (Малолетко, 1964, 1965) видно, что монастырская толща во многих местах залегает с размывом на кочковской свите. Возможно, лишь у с. Брянского имеется непрерывный глинистый разрез, отвечающий обем свитам. Все это дает основание считать, что формирование монастырской толщи происходило в тобольский век, и рассматривать ее как аналог нижних слоев красnodубровской свиты, а не относить к самаровскому ледниковью, как это делал О. М. Адаменко (1963).

Отложения верхнего антропогена наиболее широко распространены на Алтае. На юго-востоке они представлены различными генетическими типами осадков, среди которых первое место принадлежит отложениям ледников. К первой половине позднего антропогена Е. В. Девяткин относит отложения, выделенные ранее под наименованием майминских (Шукина, 1960), или отложения «максимального оледенения» (Раковец, Шмидт, 1963). Ко второй половине он относит ледниковые комплексы аккемского (чибитского), или «постмаксимального», оледенения тех же авторов.

По данным О. М. Адаменко, позднеантропогеновая эпоха на предгорных равнинах ознаменовалась формированием пятой (Бийской) террасы и накоплением субаэральных лёссовидных суглинков. Н. И. Кригер (1963) накопление лёссов связывал с проявлением оледенения. С последним оледенением О. М. Адаменко связывает накопление аллювия четвертой (Бектемировской) террасы, аккумуляцию песков кулундинских ложбин стока — третьей, второй (Талицкой) и первой надпойменных террас.

К современным образованиям в горах Алтая относятся: серия стадильных морен отступления, аллювий низких надпойменных террас и поймы, гравитационно-солифлюкционные накопления альпийского пояса, крупноглыбовый элювий, а на предалтайских равнинах — аллювий поймы.

На Салаире разрез антропогена начинается кочковской свитой, датируемой поздним плиоценом — ранним антропогеном и сложенной глинистыми осадками с горизонтами погребенных почв. Она не имеет площадного распространения, так как обычно залегает в долинных врезях, возникших еще в начале позднего плиоцена. Минералогический состав глины кочковской свиты (гидрослюдистые с примесью каолинита, монтмориллонита и кальцита) указывает на глубокий размыв коры химического выветривания в области сноса, затронувший и зону структурного элювия. В верхних горизонтах свиты породы приобретают лёссовидный облик и содержат несколько обедненные спорово-пыльцевые комплексы.

На породах кочковской свиты, местами постепенно, а большей частью с эрозийным размывом, залегают отложения монастырской толщи, отвечающей времени тобольского межледниковья. Толща заполняет долинные врезы, днища которых находятся почти всюду ниже уровня современной речной сети. Эти врезы не всегда совпадают с более ранней плиоценовой речной сетью.

В пределах молодых (тобольских) долины разрез монастырской толщи начинается с галечников или слабо сортированных песков и заканчивается зеленовато-серыми, голубоватыми и синими песчанистыми глинами и суглинками с прослоями глинистых песков. В более древних долинах, к которым присослабливалась местами тобольская гидросеть (например, у с. Брянского), вся толща состоит из глин. На Салаире погребенные долины с осадками монастырской толщи вскрыты при бурении у сел Залесово и Семено-Красилово, в верховьях р. Берди и на междуречьях Чумыша и его притоков — Боровлянки, Каменки и Потаскуя. В обнажениях на р. Чумыше у с. Кытманово и по р. Мостовой у с. Бороуйского вскрываются верхние слои монастырской толщи, представ-

ленные синевато-серыми глинами с прослойками песков. У с. Кытманово в них обнаружены остатки млекопитающих (быки, слоны), остракод и моллюсков, позволяющие сопоставить ее с хорошо палеонтологически охарактеризованными разрезами Бийско-Барнаульской котловины (Нагорский, 1941а; Вдовин, 1956в; Рясина, 1962).

Времени самаровского оледенения отвечает красnodубровская свита, широко распространенная в Присалаирье. Сложена она, как и в предгорьях Алтая, желтовато-бурыми и буровато-зелеными суглинками и супесями, значительно реже глинами. В ее основании имеются прослои и линзы мелких полимиктовых песков. Как указывалось выше, исследование разрезов Приобского плато с применением палеомагнитного метода (Поспелова, Зудин, 1967) дают основание несколько понизить ее нижнюю возрастную границу. Если встать на эту точку зрения, то мастырская толща окажется врезанной в нижнюю часть красnodубровской свиты.

Мессовско-ширтинскому межледниковью соответствует формирование аллювиальных песков Обь-Чумышского междуречья и Присалаирья, выделенных в 1960 г. П. Е. Казаковым в большеереченскую толщу. Распространение ее ограничено долинами погребенной речной сети. На Обь-Чумышском междуречье она обнаружена по долинам рек Большой Речки, Большой Лосихи, Жилихи и др., а в Присалаирье вскрыта скважинами. Ее мощность достигает 30—50 м. Возможно, что она отвечает верхней части красnodубровской свиты.

Завершается разрез среднего антропогена толщей лёссовидных суглинков мощностью 25—30 м и мелкозернистыми песками. Пески ограничены в своем распространении древними речными долинами в пределах современных междуречий Оби, Чумыша, Берди и Елбани. Суглинки же, описанные А. М. Малолетко (1965а) под наименованием чумышской свиты, покрывают сплошным чехлом весь Салаир и прилегающие части Колывань-Томской возвышенности, за исключением вершин наиболее высоких гор — Кивды, Копны, Тягунского хребта, Буготакских сопков и др. Они являются, вероятно, эоловым образованием времени тазового ледниковья, претерпевшим диагенетические изменения под воздействием почвенных процессов и перемещений в процессе развития склонов и плоскостного смыва с междуречий. Встречающиеся в них раковины моллюсков и кости млекопитающих принадлежат исключительно наземным формам.

Позднеантропогеновые отложения на Салаире довольно разнообразны по генетическим типам, но наибольшее стратиграфическое значение среди них имеет аллювий речных террас. В последние годы в бассейне р. Оби установлено пять надпойменных террас: пятая (Бийская) — 50—60 м, четвертая (Смоленская) — 35—40 м, третья (Боровая) — 22—25 м, вторая — 17 м и первая — 11 м. В долинах мелких рек количество террас уменьшается и высоты снижаются. Вполне возможно, что пятая и четвертая террасы, по аналогии с другими речными бассейнами Алтае-Саянской области, имеют древний возраст. Однако за неимением доказательств условно все пять террас относятся к верхнему антропогену.

Пятая и четвертая террасы установлены только в долине Оби. Повидимому, по времени своего формирования они отвечают казанцевскому межледниковью. Довольно широко распространена в долинах салаирских рек третья терраса, сложенная в основании песками, а сверху в ряде мест супесями и суглинками. В верховьях Чумыша и на его притоках она неизвестна. Накопление ее аллювия отвечает по времени, вероятно, каргинскому межледниковью. По всем салаирским рекам встречается вторая терраса, являющаяся на небольших реках самой древней. Она врезана в аллювий третьей террасы или в более древние породы вплоть до палеозойских. Первая терраса сохранилась хуже и

встречается главным образом в виде останцов. Формирование второй и первой террас происходило, по-видимому, во время сартанского ледниковья.

Комплекс покровных суглинков надпойменных террас представляет генетически сложное образование. Они почти сплошным чехлом закрывают террасы и постепенно смыкаются с лёссовым покровом междуречий. В их формировании, по-видимому, участвовали делювиальные, пролювиальные, эоловые и аллювиальные процессы при доминирующей роли последних.

К верхнему антропогену относятся серые делювиальные суглинки, встречающиеся в логах и на склонах долин. С позднеантропогенного и по настоящее время происходит развевание песчаного аллювия третьей и более низких террас Оби.

Современные осадки представлены аллювием пойм и речных русел, а также делювием.

Осадки типа кочковской свиты предалтайских равнин широко развиты также в Кузнецкой и Ненинско-Чумышской котловинах и в пределах Кольвань-Томской возвышенности. Наиболее полные разрезы их изучены в Предсалаирской депрессии Кузнецкой котловины и в Анжеро-Судженском районе. Основную часть разрезов здесь составляют коричневые, красновато-бурые, серовато-зеленые, темно-серые глины с редкими кварцевыми гальками и бобовидными стяжениями окислов марганца и железа. Местами в основании глин залегают пески и галечники из устойчивых к выветриванию пород (кварц, кварцит), возможно по времени своего формирования отвечающие барнаульской свите Бийско-Барнаульской котловины. Мощность кочковской свиты 25—30 м. Она залегает как на породах миоцена, так и палеогена и палеозоя. Из глин О. Ю. Качуро изучен характерный комплекс остракод, а Ю. В. Куропаткиным — комплекс семян. В них найдены также остатки мелких грызунов. Спорово-пыльцевые комплексы из глин характеризуют угнетенную лесную и богатую степную растительность (Файнер, 1966). Вся эта толща является, вероятно, озерно-аллювиальным образованием, возникшим в конце плиоцена — начале антропогена.

Исследователями Кузнецкой котловины осадки, отвечающие тобольскому времени, не выделяются, но, судя по наличию в разрезе четвертой террасы Томи у с. Ильинского теплолюбивых гастропод (определения А. А. Стеклова), они там имеются. Ю. Б. Файнер (1966) аллювий четвертой террасы Томи, а также синевато-зеленые глины и суглинки типа тайгинских глин и аллювий пра-Ини относит к нерасчлененным нижне- и среднечетвертичным осадкам и сопоставляет их с краснодубровской свитой предалтайских равнин.

К среднему антропогену (от самаровского до тазовского оледенения) Ю. Б. Файнер относит аллювий долины пра-Ини и третьей террасы Томи и ее наиболее крупных притоков: Кондомы, Мрас-Су, Нижней, Средней и Верхней Терсей. Среди них послесамаровскими он считает суглинки с горизонтами погребенных почв, перекрывающие высокие террасы и водоразделы.

В верхний антропоген Ю. Б. Файнер включает аллювий второй и первой террас Томи (в основном песчано-галечниковый) и Ини (песчаный). Верхнеантропогеновыми и современными он считает пойменные и болотные осадки в речных долинах, покровные (на водоразделах) и делювиальные (на склонах) лёссовидные суглинки.

В северных предгорьях Кузнецкого Алатау, в зоне сопряжения его с высокими равнинами юго-востока Западно-Сибирской низменности, в последние годы при геологической съемке установлено широкое распространение глинистых отложений типа кочковской свиты. Остатки

мелких грызунов, остракод и спорово-пыльцевые данные позволяют датировать ее поздним плиоценом — началом антропогена.

К раинчетвертичным осадкам на территории Кузнецкого нагорья О. В. Кашменской и рядом других исследователей относятся аллювий комплекса средневысотных террас, а также отложения, выполняющие древние долины в пределах поверхностей выравнивания в бассейне Нижней Терси (на абс. атм. 800 м) и в верховьях р. Таловки (на абс. отм. 500—600 м). В частности, в разрезе четвертой (120 м) террасы Кии у пос. Желтушки раинчетвертичными О. В. Кашменская считает нижний горизонт галечника, так как вышележащие осадки содержат костные остатки млекопитающих хазарского комплекса (находки А. С. Кириллова, определения В. И. Громова). Раинчетвертичный аллювий обычно состоит из полимиктового галечника с глинистым заполнителем бурой, желтоватой и красноватой окраски. Гальки малостойчивых пород довольно часто выветрелые до состояния дресвы и даже глины. В отдельных местах галечники **золотоносны**.

Такого же типа выветрелые галечники с окатышами красно-бурых глин в составе аллювия высоких террас бассейна р. Лебедь, а также залегающие на красноцветных неогеновых галечниках в пределах водоразделов описывались Ю. П. Казакевич. Ею отмечено высокое содержание гидрослюд в легкой фракции этих пород как показатель размыва слабо затронутых выветриванием пород.

О. В. Кашменская, Ю. П. Казакевич и З. Н. Шварева к ранчетвертичным относят и сильно ожелезненные выветрелые галечники, вскрытые в карьере прииска Канзас в верховье р. Мрас-Су на высоте до 70 м над рекой.

Сопоставление ранчетвертичных осадков на территории Кузнецкого нагорья производится обычно с учетом выветрелости галек, обохренности пород и высокого содержания гидрослюд. По этим признакам Ю. П. Казакевич, С. Г. Мирчинк и другие исследователи к нижнему отделу отнесли даже аллювий низких речных террас (высотой до 10—15 м).

Вышеупомянутыми исследователями в средний отдел включены серые слабо выветрелые полимиктовые галечники, пески и синеvато-серые глины в бассейнах рек Кельбаса, Большого Кожуха, Золотого Китата и Мурюка, заполняющие долины древней речной сети.

В разрезе 120-метровой террасы р. Кии у с. Желтушки на основании упомянутых находок остатков млекопитающих хазарского комплекса к среднему антропогену отнесены серые галечники и пески, залегающие на обохренных базальных галечниках.

В верхний отдел исследователи Кузнецкого нагорья включают невыветрелый аллювий низких речных террас, бурые покровные суглинки, а также морены, находящиеся в высокогорной части.

Низкие террасы — высотой 25—30 м — отделены от верхних террас эрозионным уступом, достигающим на р. Кие 100 м. В основании их разрезов обычно залегают темно-серые и синеvато-серые плотные глины и суглинки. Они перекрываются песками и галечниками, часто ожелезненными, а те в свою очередь — бурыми пылеватыми, местами карбонатными суглинками. Такого же типа суглинки в ряде мест на склонах гор залегают непосредственно на палеозойских породах. В цокольных террасах нижний горизонт «синих» глин почти всюду отсутствует.

Позднечетвертичный возраст описываемых отложений определяется по многочисленным находкам костей мамонтов, быков и носорогов, известным по работам А. Зайцева (1893), А. С. Кириллова, Ю. П. Казакевич и др. Из «синих» глин бассейнов рек Мрас-Су, Золотого Китата и Яи имеются определения пыльцы, спор, карпоидов и остракод, подтверждающие этот возраст.

толщу тонких и мелких озерных полимиктовых песков мощностью до 500 м. Наличие в ней криотурбаций и тундрово-степной характер спорово-пыльцевого комплекса свидетельствуют о ее формировании в эпоху максимального (самарковского) оледенения.

Следы максимального оледенения сохранились в горной части в виде широких развалов валунов, представляющих собой остатки размытой морены.

На западе Восточного Саяна — в бассейнах рек Тубы и Кизира — Л. С. Миляева датирует временем максимального горного оледенения озерные глинистые пески и суглинки мощностью до 10—15 м и аллювиальные галечники, сопоставляя их по гипсометрическому положению, условиям залегания и спорово-пыльцевым комплексам с описанными Д. В. Соколовым (1914) «койскими» озерными песками и аллювием четвертой террасы Енисея.

Ко времени тазовского оледенения Э. И. Равский отнес в Тункинской котловине 30-метровую толщу песчано-алевритовых осадков озерного генезиса, охарактеризованную моллюсками и спорово-пыльцевым комплексом тундрового типа. Она несогласно залегает на песчаной толще с остатками млекопитающих хазарского комплекса. По наблюдениям Л. С. Миляевой, в бассейне Кизира в это время накапливалась верхняя часть аллювия четвертой террасы — пылеватые пески и лёссовидные суглинки общей мощностью 20—30 м.

С казанцевским временем Э. И. Равский связывал накопление слоистых озерных глин и аллювия р. Иркут, а в верховьях р. Оки — излияния базальтов. С ними Л. С. Миляева сопоставляет валунно-галечниковый аллювий третьей террасы р. Кизира.

Во время зырянского оледенения накапливались морены из валунов, гальки и щебня в Хойтогольской и Мондинской впадинах (Равский и др., 1964). На южном склоне Тункинского хребта морена участвует в строении предгорного шлейфа. К концу зырянского оледенения и последледниковому времени относятся накопление аллювия и формирование второй и первой террас и пойм современной речной сети Восточного Саяна, образование молодого эолового рельефа и пролювиальных шлейфов.

В Западном Саяне антропогенные отложения распространены весьма ограниченно, будучи представлены делювием, аллювием, моренами и продуктами их перемыва.

Наиболее древние — раннечетвертичные аллювиальные осадки — описывались Н. А. Ефимцевым (1959, 1961) в речных долинах на западе Западного Саяна. С ними сопоставляется аллювий пятой (100 м) террасы Енисея у с. Означенного между реками Сизой и Голубой (на горе Хобус), представленный выветрелыми красно-бурыми галечниками с валунами и примесью песчано-глинистого материала мощностью 1—2,2 м.

К среднему отделу относятся осадки четвертой (60 м) и третьей (30 м) террас Енисея. В приустьевом участке р. Сизой разрез четвертой террасы начинается галечниками и вверх быстро сменяется толщей желтых тонкозернистых песков с тонкими прослоями супесей и суглинков. В нижней части песков найдены кости млекопитающих, по определениям В. И. Громова (1948) характерных для второй половины среднего отдела антропогена. В основании разреза аллювия третьей террасы также залегают галечники, которые сменяются выше гравием и песками. В устье р. Уй в песках третьей террасы встречены остатки млекопитающих среднечетвертичного возраста (Вангенгейм, 1963).

К среднему отделу относятся также морены и флювиогляциальные отложения алашского оледенения, а также межледниковые песчано-глинистые осадки с прослоями торфа, из которых определен спорово-пыль-

Современные отложения представлены аллювием, песчано-галечниковыми накоплениями бечевников и делювиальными образованиями в основаниях склонов.

Во всех котловинах Минусинского межгорного прогиба четвертичные отложения имеют широкое распространение. Они представлены комплексом аллювиальных, озерных, пролювиальных и элювиально-делювиальных образований.

К нижнему отделу антропогена О. А. Раковец и Л. К. Зятькова относят две разнородные толщи, распространенные на выровненных поверхностях водоразделов.

Нижняя толща, залегающая в долинах, сложена в основании серыми песками с галькой, выше по разрезу замещающимися песчанистыми глинами с галькой, суглинками и супесями. Мощность ее колеблется от 20 до 50 м. По всей вероятности, это — аллювий раннечетвертичной речной сети.

Другая толща состоит из желтовато-серых глин, серых мелких песков и лёссовидных суглинков. Ее мощность меняется в пределах от 15 до 100 м. Я. С. Эдельштейн (1932, 1936, 1937) предполагал раннечетвертичный ее возраст. Вполне возможно, что покровные лёссовидные суглинки окажутся более молодыми — среднечетвертичными, так же как и в предгорных частях Алтае-Саянской области.

Среднечетвертичными в минусинских котловинах считаются аллювиальные осадки, заполняющие древние межкустовые долины. Они состоят из разнозернистых песков с галькой, коричневыми и серыми глинами. С ними по возрасту сопоставляется аллювий четвертой и третьей террас Енисея. Кроме того, в Южно-Минусинской котловине имеются нерасчлененные средне-верхнечетвертичные осадки: галечники, пески, суглинки и глины, которыми выполнена долина пра-Енисея и Енисей-Абаканское междуречье. Гипсометрически это долинное понижение соответствует уровню третьей и второй террас Енисея.

Песчано-галечниковый, сверху суглинистый аллювий второй и первой террас Енисея и его притоков относится к верхнему отделу антропогена. В этих осадках найдены кости млекопитающих и установлены палеолитические стоянки. Стратиграфически им соответствуют мелкие пылеватые серовато-желтые пески, заполнившие долины юго-западной ориентировки. В них врезана первая терраса. В современную эпоху пески были переверены в бугры и гряды и заросли сосновыми борами. Поэтому они нередко перекрывают поймы и даже вторые террасы.

К современному отделу антропогена относится аллювий пойм, состоящий из галечников, песков, супесей и суглинков, а также озерные зеленоватые илы и глины озер Соленого, Черного, Чалпан и др.

Исследователями Восточного Саяна антропоген выделяется также начиная с переходной толщи, датируемой эоплейстоценом. В отличие от западных предгорных и низкогорных районов Алтае-Саянской области, она здесь сложена ожелезненными галечниками с выветрелыми гальками неустойчивых пород мощностью до 10 м. Изученные Л. Г. Молиной (ВАГТ) спорово-пыльцевые комплексы указывают на существование во время ее накопления лесной и лесостепной растительности, развивавшейся в условиях относительно теплого и влажного климата.

Особенно мощными — до 500 м — являются охристая и туфогенно-осадочная свиты Тункинской котловины, по фаунистическим остаткам и палинологическим данным относимые к раннему антропогену (Равский и др., 1964). Сложены они слоистыми, плохо сортированными глинистыми песками с включением галечного и гравийного материала. В верхней части разреза преобладают валунно-галечные и щебнистые осадки.

К среднему отделу антропогена в Тункинской котловине, согласно находкам остатков фауны хазарского комплекса, Э. И. Равский отнес

цевой комплекс, характеризующий луговую растительность и еловые леса (Шорыгина, 1957; Ефимцев, 1961).

Наиболее распространены в Западном Саяне верхнечетвертичные осадки — ледниковые, флювиогляциальные и аллювиальные. Ледниковые образования каракольского оледенения сопоставляются с максимальным оледенением Восточного Саяна и Тувы. Верхнечетвертичный аллювий слагает вторую (25—20 м) и первую (10 м) террасы Енисея и его притоков. В его составе преобладает валунно-галечный материал с примесью супесей и суглинков.

Современные осадки представлены пойменным и русловым аллювием преимущественно песчано-галечникового состава.

В Туве, как и в других высокогорных частях Алтае-Саянской области, четвертичные отложения встречаются разрозненно, в различных геоморфологических условиях, что очень затрудняет их корреляцию.

Л. Д. Шорыгина (1960) к нижнему отделу антропогена относит бурый песчано-галечниковый аллювий и щебнистый пролювий юга Тувы (Убсунурской впадины) и залегающие на высокогорных плато и увалах запада Тувы моренные накопления шалашевого оледенения, синхронные, по-видимому, шивитскому оледенению северо-востока Тувы (Гросвальд, 1962, 1965). С ними стратиграфически сопоставляются «вершинные» базальты, перекрывающие плоские междуречья Восточно-Тувинского и Каахемского нагорий.

В Центрально-Тувинской впадине, в долинах Енисея и Хемчика, раннеантропогеновыми считаются бурые галечники, погребенные под флювиогляциальными осадками, и сходные с ними бурые аллювиальные галечники верхней (70 м) террасы. Здесь же в конце среднего антропогена произошли долинные излияния базальтов, галька которых встречается в аллювии уже среднечетвертичных четвертой и пятой террас.

К среднему отделу антропогена в Убсунурской впадине относится валунно-галечниковый аллювий четвертой и третьей надпойменных террас, а в горной части Западной Тувы — чинчекатский комплекс осадков солюфлюкционного, пролювиального и озерно-болотного генезиса. С ним сопоставляется также долинная морена. На северо-востоке Тувы этому времени отвечает формирование морены каахемского оледенения и накопления аллювия высоких террас Бий-Хема и Хамсары (Гросвальд, 1965).

К верхнему отделу антропогена почти по всей Туве относят аллювий низких террас и конечные морены последнего (азасского) оледенения. Возможно, ему отвечают и последние излияния «долинных» базальтов (Гросвальд, 1965).

Современными образованиями являются аллювий пойм, торфяники плоских водоразделов и курумники высокогорий.

КРАТКИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ

Алтай является составной частью горных систем, обрамляющих Сибирь с юга. На юго-западе он отделяется Зайсанской впадиной от хребтов Саура и Тарбагатая. На востоке граница Алтая с Саянами и Кузнецким нагорьем орографически выражена в виде Шапшальского и Абаканского хребтов, вдоль которых проходит глубинный разлом.

По морфологии весь Алтай в первом приближении представляет собой несколько «перекошенное» с наклоном на запад и северо-запад сводообразное поднятие (собственно Алтай, или Русский Алтай), от которого на юго-восток, постепенно сужаясь и снижаясь, отходит горная система Монгольского Алтая. Горные хребты Русского Алтая образуют подобие гигантского веера, расходящегося от Табын-Богдо-Ола и охватывающего северо-западную четверть горизонта.

Для всего Алтая, особенно для его восточной части, характерно широкое развитие плоских или увалистых вершинных поверхностей, которые то образуют несколько ярусов, то составляют единую поверхность, постепенно изменяющую высоту по мере перехода от окраинных частей гор к центральным. По сохранившейся коре выветривания и палеогеновым отложениям, обнаруженным кое-где на различных уровнях, можно заключить, что основные черты рельефа образованы в результате поднятия отдельных участков древнего пенеплена на различную высоту. Процесс поднятия происходил на протяжении от олигоцена до четвертичного периода. Интересно отметить, что это объяснение происхождения ярусности рельефа Алтая, изложенное Г. И. Гранэ, В. А. Обручевым и В. П. Нехорошевым, было подтверждено впоследствии почти всеми исследователями Алтая, так что эта горная страна никогда не была объектом серьезной дискуссии по поводу происхождения поверхностей выравнивания.

Рассматривая структурный план верхнего палеозоя и мезозоя, В. А. Кузнецов выделил в пределах Горного Алтая две зоны каледонской складчатости, разделенные веерообразно виргирующей к северо-западу и северу зоной сочетания складчатости кембрийского (салаирского) и раннегерцинского возраста с позднепалеозойскими прогибами. Рудный Алтай, отделенный от Горного Алтая глубинными разломами северо-западного простирания, относится к зоне герцинской складчатости. Область северных предгорий Алтая соответствует мезозойско-кайнозойскому прогибу. В системе Монгольского Алтая преобладают

¹ Раздел составили О. М. Адаменко, Е. В. Девяткин и С. А. Стрелков. О. М. Адаменко изложил материал по истории развития рельефа Предалтайской равнины от мезозоя до голоцена, Е. В. Девяткину принадлежит материал о развитии рельефа Горного Алтая от позднего палеозоя до плиоцен-раннечетвертичного этапа. Остальные главы написаны С. А. Стрелковым. Авторы признательны В. В. Волкову, С. Ф. Дубинкину и И. С. Чумакову за просмотр рукописи и замечания, которые учтены при подготовке работы к печати.

параллельные друг другу пучки складок и разломов юго-восточного простирания.

Общая сводовая морфоструктура Алтая осложнена многочисленными разломами, определяющими расположение горных хребтов, межгорных впадин и речных долин. В простирании зон существующих разломов наблюдается общая унаследованность палеозойского плана тектоники и наложение на него новейшей системы разрывных нарушений.

Если основа рельефа — горные хребты, плоскогорья и цепочки межгорных впадин, являющиеся морфоструктурами среднего порядка (рис. 2), — создана проявлением глыбовой тектоники, то глубокие речные долины являются отражением интенсивных поднятий и тектонических швов, вдоль которых происходила энергичная эрозия. Альпийский характер высоких горных хребтов и аккумулятивный, наложенный ледниковый мезорельеф связаны с нивальными процессами и деятельностью современных и древних ледников (рис. 3).

Вершины наиболее высоких хребтов Алтая поднимаются выше снеговой границы, которая в настоящее время лежит на высоте 2700—2950 м. На Алтае насчитывается 957 ледников общей площадью 730 км². Они тяготеют к четырем главным центрам современного оледенения: Южному Алтаю, Катунскому хребту (району г. Белухи), Южно-Чуйскому и Северо-Чуйскому хребтам (горному узлу Биш-Иирду).

Климат Алтая обуславливается расположением гор в степной зоне, в большом удалении от океана, но в поясе западного переноса атмосферной циркуляции. Последнее сказывается в увеличении количества осадков и уменьшении амплитуд на высотах 1000—2000 м и выше, в то время как черты монгольского континентального и засушливого климата распространяются на запад по речным долинам и впадинам. В связи с этим реальная высота снеговой границы изменяется от 2300 м (Теректинский хребет) до 3000 м (Биш-Иирду) и 3500 м (хр. Чихачева).

Ледниковые воды составляют, по различным данным, от 10 до 25% стока рек Горного Алтая.

Как горная страна с большими абсолютными высотами Алтай обладает вертикальной климатической зональностью. Подножья Алтая лежат в зоне степей, а Южного Алтая — в подзоне сухих степей. Выше лежит таежная зона, которая на западных окраинах представлена темнохвойной тайгой из кедра и пихты, а выше сменяется светлохвойной тайгой из лиственницы. Верхний предел леса, как правило, слагается разреженной лиственничной тайгой, которая не является достаточным препятствием для интенсивного развития склоновых процессов. В юго-западной части Алтая хорошо выражен пояс альпийских и субальпийских лугов, которые восточнее сочетаются с горной тундрой или почти целиком замещаются ею. Для горнотундровых районов характерно наличие вечной мерзлоты, что находит отражение в характерных микроформах рельефа: пятнистой тундре, каменных кольцах, полигонах и т. п. Пояс современных снежников и ледников отличается интенсивными нивальными процессами и физическим выветриванием.

Таким образом, рельеф Алтая продолжает развиваться в физико-географических условиях, сложившихся в четвертичном периоде. Современные условия являются своего рода эталоном для оценки проявлений экзогенных рельефообразующих процессов, следы которых наблюдаются в четвертичных элементах рельефа. Надо оговориться при этом, что не все факторы, имеющие большее влияние в прошлом, продолжают интенсивно действовать и ныне. Так, роль эоловых процессов значительно сократилась, карстовые процессы продолжают развиваться, а эрозионные, видимо, даже несколько усилены.

Все факторы, имевшие большое влияние в прошлом, продолжают действовать и ныне, но роль их несколько изменилась.

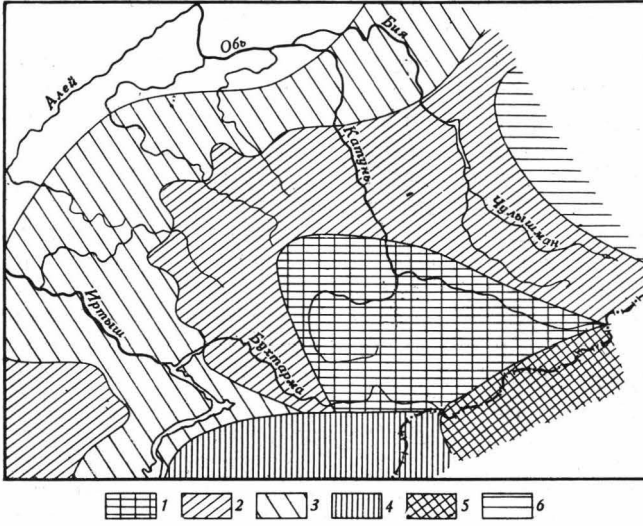


Рис. 2. Основные структурно-геоморфологические районы Алтая

1 — центральная группа блоков; 2 — окранный зона средневысотных блоков; 3 — северные и западные предгорья — зона разновысотных, местами перекошенных блоков; 4 — Южный Алтай — сохранившаяся окранный свода; 5 — Монгольский Алтай — группа линейных блоков; 6 — шапшальская группа блоков

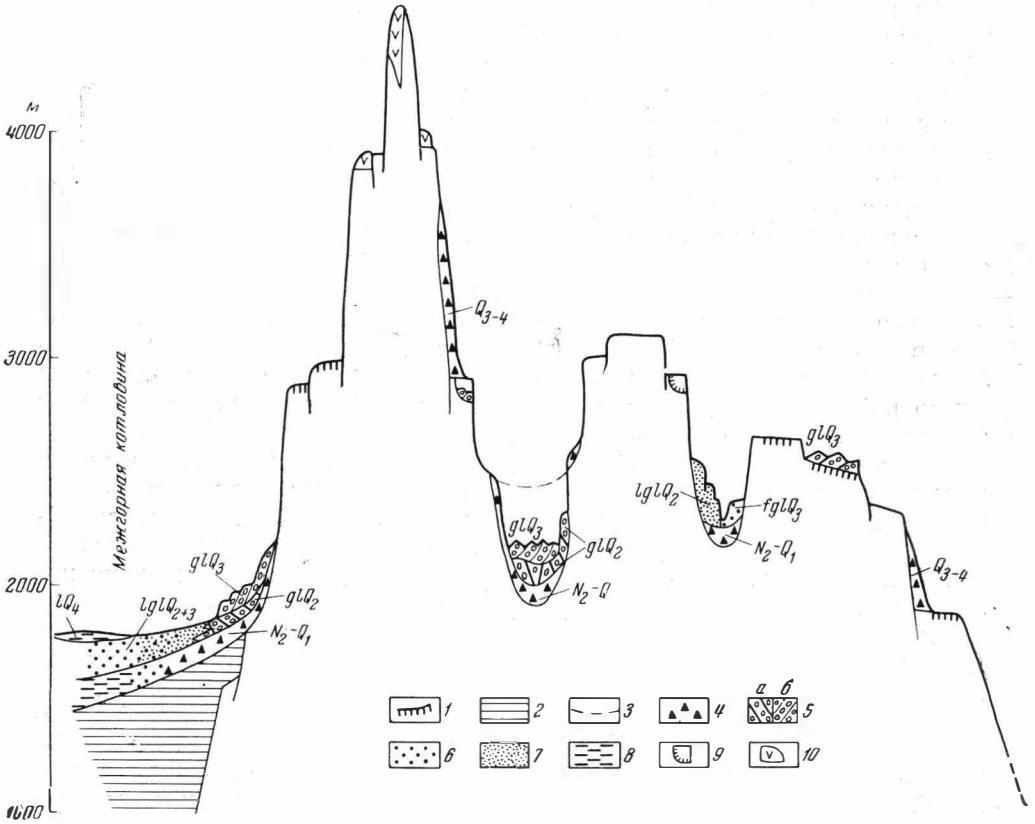


Рис. 3. Схема строения рельефа и рыхлых отложений Алтая

1 — кора выветривания на поверхностях выравнивания; 2 — отложения олигоцена и миоцена (карачумская, кошагацкая и туерьская свиты); 3 — уровень предмиоценового вреза речных долин; 4 — щебнисто-галечниковые пролювиальные и аллювиальные отложения; 5 — ледниковые отложения (а — среднечетвертичные, б — верхнечетвертичные); 6 — галечники; 7 — пески; 8 — супеси и суглинки; 9 — коры выветривания; 10 — современные ледники

К ИСТОРИИ НАКОПЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА

Осуществовании системы гор на юге Сибири было известно русским ученым уже в XVII в. Сведения, доставленные преимущественно попутно, в результате путешествий торгового и общего географического характера, получили обобщение в книге К. Риттера «Азия» (1833), в которой уже отмечаются главнейшие характерные черты рельефа Алтая: сочетание глубоких речных долин и выровненных плоскогорий. С наличием минеральных богатств на Алтае связано открытие в г. Барнауле в 1762 г. первого в России горного училища, деятельность которого помогла исследованию геологии Северо-Западного Алтая.

На этапе начального геологического изучения Алтая в результате исследований А. Бунге (1830), П. А. Чихачева (1845), Г. Е. Шуровского (1845), Г. П. Гельмерсена (1848), Г. Н. Потанина (1863) и других были выявлены главные элементы залегания палеозойских пород в разных районах, отражающиеся в ориентировке горных хребтов, были установлены валунные ледниковые отложения (на р. Юстыд и в других местах) и получены сведения о молодых угленосных отложениях в бассейне р. Чуи.

Последние годы XIX и начало XX в.— этап общих геолого-географических исследований, в результате которых были сформулированы выводы о главных факторах, определяющих развитие рельефа Алтая. Главные наблюдения и выводы сохранили свое значение до современности и в общих чертах легли в основу всех последующих представлений.

Наблюдения Н. С. Соколова (1887), В. В. Сапожникова (1897, 1901, 1911) и Г. П. Игнатова (1902) показали, что аккумулятивный ледниковый рельеф широко распространен в верховьях Чулышмана, особенно в Джулукульской котловине. В Чуйской и Курайской котловинах отмечены следы существования озер, береговые линии которых запечатлелись в современном рельефе. Расчленение ледниковых отложений в районах, прилегающих к Телецкому озеру, выполнено С. А. Яковлевым (1909, 1916). Последний также обосновал мнение о молодом тектоническом происхождении впадины Телецкого озера, что было в основном подтверждено работами В. А. Нехорошева и др. Условия развития современного оледенения были исследованы В. В. Резниченко (1914).

К выводу о молодости основных форм рельефа Алтая первым пришел Г. И. Гранэ (1915, 1916), предположивший, что донеогеновая почти равнина в плиоцене была приподнята в виде щита и подверглась эрозионному расчленению, а затем оледенению. Ледник, спускавшийся по долине р. Катуни, доходил, по его мнению, до пос. Майма. Мысль Г. И. Гранэ об экзарационном происхождении Телецкого озера была развита в работах Н. Л. Бубличенко.

Рассматриваемый этап завершается первыми исследованиями В. А. Обручева (1914, 1915, 1916). В его работах освещены две группы вопросов, касающиеся происхождения рельефа Алтая,— вопросы тектоники и истории четвертичного оледенения. Широко используя геоморфологические признаки, В. А. Обручев составил первую тектоническую схему Алтая, особо выделив роль дизъюнктивных нарушений в формировании рельефа. В частности, происхождение нескольких расположенных ярусами денудационных поверхностей он объяснил дифференцированным новейшим поднятием участков некогда единого пенеплена. Время обновления рельефа в своих последних работах В. А. Обручев отнес к третичному периоду. Развитие древнего оледенения он связал с активными поднятиями и рассмотрел происхождение ряда форм ледникового и водно-ледникового рельефа в разных районах Алтая.

Таким образом, на протяжении первых двух десятилетий XX в. сгласились основные представления о главных моментах истории развития рельефа Алтая, а по некоторым проблемам намечались различные точки зрения. Дискуссия по ним не завершена до настоящего времени.

Третий этап — этап тщательного изучения Алтая, проводившегося преимущественно отдельными исследователями, — охватывает период от Октябрьской революции до начала 40-х годов. В это время появились работы, в которых рассматриваются вопросы новейшей тектоники и ее влияния на переустройство рельефа, происхождения пенеплена, оледенения и формирования речных долин.

Много данных по истории развития рельефа содержат труды В. П. Нехорошева (1926—1939, 1959), который считал, что современный рельеф Алтая был создан в процессе сводового поднятия донегенового пенеплена, причем ось поднятия имела широтное простирание. Общее поднятие должно было сопровождаться глыбовыми движениями как по древним омоложенным, так и по вновь возникшим разломам, что привело к ярусному расположению участков когда-то единой древней выровненной поверхности. Многие речные долины унаследовали направления палеозойской складчатости. В. П. Нехорошев считал, что рельеф Алтая дважды подвергался воздействию оледенения, причем первое было еще в условиях слабо расчлененного рельефа, т. е. имело покровный тип, а второе было долинным. Как показали последующие детальные исследования, масштабы оледенения у В. П. Нехорошева оказались несколько преувеличенными.

Ледниковый рельеф восточного Алтая был изучен Л. И. Семихатовой (1928, 1930, 1934), которая составила схемы распространения ледников, наступавших, по ее мнению, двукратно. К выводам о двукратной обработке речных долин Алтая ледниками пришли также С. А. Яковлев, В. А. Обручев, В. П. Нехорошев, Е. Н. Щукина (в своих первых работах) и др. Представления о двукратности оледенения разделяла М. С. Калецкая (1937), установившая, что речные долины Алтая были выработаны в доледниковое время. Она же указала на ряд примеров перестройки речной сети, которые происходили между бассейнами Енисея и Чулышмана.

К началу 30-х годов намечается тенденция сопоставлять фазы оледенения Алтая с таковыми Альп. А. М. Кузьмин (1929), К. Г. Тюменцев (1936), Б. Ф. Сперанский (1937), Ю. А. Кузнецов (1939) считали возможным говорить уже о четырехкратном оледенении Алтая и с различной степенью уверенности пытались сопоставить его с известной классической альпийской схемой.

Сведения о геоморфологическом строении рельефа Алтая и прилегающих территорий содержатся в работах Н. А. Падурова, П. П. Пиварелиса, И. М. Мягкова, С. Н. Матвеева, М. И. Крота, В. А. Кузнецова, А. В. Аксарина, К. В. Радугина, Ю. А. Кузнецова, С. П. Суслова, Н. Л. Бубличенко, М. В. Тронева, Ф. Н. Шахова и других геологов, приводивших точные и интересные материалы, однако не всегда систематизированные применительно к большим территориям.

Представления о чрезвычайно активном развитии четвертичных тектонических движений высказаны Б. Ф. Сперанским (1937), предположившим, что во второй половине четвертичного периода произошла резкая перестройка рельефа в результате роста хребтов Чихачева и Сайлюгема. Последующие исследования показали большое преувеличение роли этих движений.

Полные и систематизированные стратиграфические материалы для восстановления истории рельефа в палеогене и неогене дали работы А. В. Аксарина (1937, 1938) и Е. Н. Щукиной (1938). Независимо друг

эт друга они составили детальные разрезы третичных отложений Чуйской и Курайской впадин, что позволило им проследить историю формирования впадин в кайнозое.

Л. А. Варданянц (1938), не располагая материалами личных наблюдений, сопоставил сведения из работ К. Г. Тюменцева и И. М. Мягкова с данными по моренам Кавказа и пришел к мысли о вероятности совпадения стадий отступления последнего оледенения на Алтае, Кавказе и в Альпах. Эта идея последовательно развивалась в послевоенные годы Л. Н. Ивановским, Л. А. Рагозиным, В. Е. Поповым, З. А. Титовой и другими исследователями и, по нашему мнению, придала некоторую односторонность суждениям и трактовке материала по конечным моренам.

С завершением Великой Отечественной войны совпало начало следующего этапа — этапа планомерных геологических съемок, поисков, а также многочисленных специальных исследований Алтая. На этом этапе рядом исследователей были проведены работы, целеустремленно освещающие строение рыхлых отложений и рельефа Алтая.

Исследованиями геоморфологии и четвертичных отложений и новейшей тектоники Алтая в это время занимались О. М. Адаменко, Б. А. Борисов, Н. Л. Бубличенко, Е. М. Великовская, В. Е. Гендлер, Е. В. Девяткин, С. Ф. Дубинкин, М. А. Душкин, Н. А. Ефимцев, Г. В. Занин, Л. Н. Ивановский, М. С. Калецкая, Т. В. Кирова, Н. И. Кригер, А. С. Крюков, В. А. Кузнецов, Н. Т. Кузнецова, Ю. А. Кузнецов, А. М. Кузьмин, И. Г. Лискун, Г. Ф. Лунгерсгаузен, А. М. Малолетко, О. В. Матвеева, В. М. Мацуй, Ю. М. Миханков, А. И. Москвитин, В. Н. Огнев, М. В. Петкевич, В. Е. Попов, Л. А. Рагозин, О. А. Раковец, М. Ф. Розен, В. Е. Рясина, В. Б. Сочава, С. А. Стрелков, Ю. П. Селиверстов, Г. М. Терехина, З. А. Титова, М. В. Тронов, И. С. Чумаков, Г. А. Шмидт, Л. Д. Шорыгина, Е. Н. Щукина и др.

Проблема новейших тектонических движений и их роли в рельефе рассматривалась с различной степенью детальности рядом исследователей. Большинство считает правильными представления В. А. Обручева и В. П. Нехорошева о новейшем поднятии участков пенеплена на различную высоту. Крайние взгляды (Б. Ф. Сперанского) о чрезвычайно большой амплитуде поднятия хребта Чихачева во второй половине четвертичного периода были подвергнуты критике А. И. Москвитиным (1946), который более осторожно подошел к масштабам проявления четвертичной тектоники. Исследованиями Е. Н. Щукиной, Е. В. Девяткина, О. А. Раковец, Ю. П. Селиверстова, Г. Ф. Лунгерсгаузена и других была уточнена роль новейших движений в формировании конкретных элементов рельефа Алтая, выделены этапы их проявления и составлены карты новейших тектонических структур. К дискуссионным моментам до сих пор относится соотношение сводовых и блоковых движений в образовании современной морфоструктуры, время проявления основных фаз новейших движений, соотношение палеозойских и кайнозойских структур и др.

Вопросам, касающимся роли ледниковых явлений в рельефе, уделяло внимание большинство упомянутых исследователей. Развитие представлений шло в общем от признания двукратности оледенения (В. А. Обручев, В. П. Нехорошев) к выделению следов трех-четырёх ледниковых эпох (Е. Н. Щукина, О. А. Раковец, Ю. П. Селиверстов и др.). В последнее время появились данные, заставляющие сомневаться в ледниковой природе некоторых образований, прежде бесспорно относившихся к ледниковым (башкаусского горизонта и песчано-валунных накоплений в долине Катуня у с. Маймы). Опубликованы результаты детальных исследований аккумулятивных ледниковых форм рельефа, возникших при деградации последнего оледенения, а также наблюдений над карами и

трогами (Ивановский, 1957, 1961, 1962). Последний исследователь прежде считал возможным насчитывать до 7—8 синхронных стадий в процессе отступления ледников горно-долинного оледенения, но затем, генерализовав схему, стал выделять 4—5 почти повсеместно наблюдаемых стадийных морен.

Строения речных долин Алтая касались Л. Н. Ивановский, Л. А. Рагозин, О. А. Раковец, В. Е. Попов, З. А. Титова и др. Вопросы переустройства речной сети освещались Б. Ф. Сперанским, Г. Ф. Лунгерсгаузен, М. С. Калецкой, Л. Н. Ивановским. Из них первый допускал наиболее кардинальную перестройку рек, последний же, напротив, ограничивал изменения путей стока в четвертичном периоде пределами крупных долин.

Последний этап накопления материалов по истории развития рельефа Алтая характеризуется, таким образом, детализацией исследований отдельных моментов формирования рельефа и появлением работ, освещающих общие закономерности развития рельефа. По ряду основных вопросов выработались общие взгляды (на возраст рельефа, генезис поверхностей выравнивания, роль новейшей тектоники, неоднократность оледенения и др.). Многие дискуссионные моменты, возникшие на предыдущих этапах исследования, еще не получили общепризнанного решения — например, соотношение разрывных и пликтивных нарушений, время образования грабен, количество и распространение оледенений. Наконец, в ходе исследований возникли спорные вопросы, касающиеся происхождения конкретных форм рельефа, например форм «гигантской ряби» в Курайской впадине и др.

Изложение сведений о характере накопленного материала показывает, что общий очерк истории развития современного рельефа может помочь не только наметить главные общие закономерности соотношения эндогенных и экзогенных факторов, но и правильнее оценить роль каждого отдельного процесса и его места в формировании рельефа горной части Сибири.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Структурно-геоморфологическое районирование Алтая должно отражать основные особенности современного рельефа, определяющиеся сочетанием влияния новейших тектонических движений и палеозойского структурного плана, а также ведущих экзогенных процессов.

Новейший период тектонического развития территории Алтая выделяется по особенностям тектонического режима: общей положительной направленности, усилению дифференциации, увеличению градиентов, увеличению роли разрывных нарушений, а также на основании имеющихся признаков предшествующего периода относительного тектонического покоя. Все это находит прямое выражение в рельефе, поэтому при необходимости разделить территорию Алтая по геоморфологическим признакам исследователи чаще всего заменяют структурно-геоморфологическое районирование просто перечислением развитых на Алтае типов рельефа (альпийского, среднегорного, древнего пенеплена и т. д.).

Наиболее четкая и по существу единственная схема структурно-геоморфологического районирования Горного Алтая была составлена Е. Н. Шукиной (1953, 1960). Ею выделены зона горного рельефа, соответствующая каледонским и раннегерцинским структурам, и зона предгорий и низкогорья. В пределах каждой зоны выделяются районы, характеризующиеся разной амплитудой неотектонических перемещений и преобладанием различных типов аккумулятивного рельефа. Объедине-

ние этих двух признаков, весьма различных по своему таксономическому рангу, не представляется удачным. Может быть, именно поэтому схемой, предложенной Е. Н. Щукиной, пользуются сравнительно редко.

Предлагаемая нами схема структурно-геоморфологического районирования основана на признании сводово-блоковой морфоструктуры Алтая, развитие которой шло путем усложнения и затушевывания первичной сводовой структуры в процессе дифференцированных движений отдельных блоков.

Если весь Алтай как сложный комплекс блоков, возникших на месте свода, рассматривать в качестве морфоструктуры первого порядка, то его можно разделить на шесть зон, различающихся по амплитуде, дифференцированности и характеру новейших движений, определивших основные черты рельефа.

1. Центральная зона горных хребтов и межгорных впадин Алтая как система блоков, характеризующаяся наибольшей дифференциацией и максимальными амплитудами поднятия (до 3500—4000 м по О. А. Раковец и Е. В. Девяткину). В этой зоне можно выделить группу наиболее высоких альпинотипных хребтов, группу более низких хребтов с элементами альпийского рельефа и серию межгорных впадин — относительно очень слабо поднятых блоков. Зона отвечает центральной части первичного свода.

2. Зона средневысотных слабее расчлененных горных хребтов и плоскогорий, отвечающая менее дифференцированной группе блоков, испытавших в целом менее значительные поднятия (до 2500 м). Она с севера и запада охватывает центральную зону.

3. Окраинная зона низких гор, испытавшая неравномерное поднятие небольшой амплитуды (до 1000—1200 м), относительно слабо дифференцированное. Элементы первичного свода проявились в увеличении высот поверхности выравнивания по направлению к центру Алтая. Северная часть окраинной зоны обрывается к Предалтайской равнине резким уступом, западная постепенно погружается под рыхлые отложения Кулундинской впадины, сохраняя при этом более значительную расчлененность.

4. Южный Алтай — зона, где наиболее хорошо сохранился участок первоначального свода. Доолигоценовая поверхность выравнивания поднята до высоты около 3000 м на хребте Сарым-Сакты и постепенно снижается к югу под осадки Зайсанской впадины. Куэстообразные хребты (Курчумский и др.) лишь осложняют эту картину (Семакин, 1966; Селиверстов, 1961а, б).

5. Монгольский Алтай — сложная система глыб, в плане имеющая линейно-сводовый характер и постепенно снижающаяся от границ СССР в Монголию.

6. Шапшальский хребет — пограничная морфоструктура между Алтаем и Западным Саяном, имеющая характер сложного блокового поднятия, приуроченного к зоне разломов.

Перечисленные главные части Алтайской морфоструктуры различаются между собой, как показано, довольно значительно. При этом, однако, такие однородные по генезису и возрасту элементы рельефа, как междуречья, склоны, днища впадин и т. п., остаются близкими во всех зонах.

ОСНОВНЫЕ СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА¹

О выделении фаз и этапов развития рельефа

Выделение этапов развития рельефа должно вытекать из анализа геоморфологического и геологического строения рассматриваемой территории. Применительно к такой области, как Алтай, где молодые отложения и слагаемый ими аккумулятивный рельеф налегают в большинстве случаев на палеозойские породы, на формирование рельефа в кайнозойе оказывал существенное влияние палеозойский структурный план, проявляясь через литоморфность и через унаследованность тектонических элементов. Развитие наблюдаемого рельефа началось с начала деформации и расчленения поверхности выравнивания. Поэтому, рассматривая историю развития рельефа, мы выделяем стадии и фазы становления докайнозойского геологического субстрата, являющегося основой рельефа, и этапы его преобразования в течение кайнозоя.

По работам В. А. Кузнецова (1954, 1966), И. И. Белостоцкого (1956, 1961, И. И. Белостоцкий и др., 1959), В. П. Нехорошева (1958), В. В. Волкова (1965), М. И. Зоненшайна и других, в строении Алтая намечается ряд структурно-фациальных зон, сформированных в палеозое и отражающихся в расположении современных структурных и орографических элементов.

Самой древней по времени консолидацией является Бийско-Катунская зона позднепротерозойско-кембрийских пород. Чарышско-Теректинская и Телецкая (Западно-Саянская) зоны построены из двух ярусов: протерозойского фундамента из кристаллических сланцев и вулканогенно-осадочных девонских или верхнепалеозойских образований. Ануйско-Чуйская зона, прослеживающаяся из бассейна Алея до Монголии, образована вулканогенно-осадочными формациями кембрия — силура, перекрытыми девонскими и карбоновыми преимущественно терригенными породами. Рудно-Алтайская структурная зона также состоит из двух ярусов: раннепалеозойских метаморфических сланцев и слабо дислоцированных терригенных и терригенно-вулканогенных отложений девона и нижнего карбона.

Северные предгорья Алтая относятся к мезозойско-кайнозойской Кулундинской впадине, в которой известен наиболее полный разрез юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. В ее строении выделяется несколько ступеней, или структурных террас, различающихся по характеру неотектонических движений. В пределах Горного Алтая мезозойский структурный ярус представлен лишь отдельными участками развития юрских отложений, приуроченными к грабенам. Позднемеловой — раннепалеогеновый возраст имеет кора выветривания, которая была сформирована на поверхности, имевшей характер пологих увалов с начинающимися врезаться долинами.

Современный рельеф Алтая и его предгорий отражает историю формирования двух геоструктур: Западно-Сибирской материковой платформы и крупной области горообразования — Центрально-Азиатского континентального свода.

¹ Алтай как горная система обладает рядом особенностей истории формирования рельефа, что обуславливает выделение его в особую область. Рельеф Алтая приобрел современный вид на протяжении от олигоцена до четвертичного периода. Однако большая степень унаследованности новейшего тектонического плана от палеозойских структур вызвала необходимость рассмотреть историю его формирования с палеозойской эры.

Увалистая поверхность выравнивания, лежащая на разных уровнях (вследствие, как правило, различной амплитуды тектонического поднятия), расчленена глубокими долинами. Нередко современные долины наследуют древние ложбины или долины, которые сохранились на междуречьях на высоте 500—1000 м над тальвегами современных долин.

Рыхлые отложения, более древние, чем четвертичные, на поверхностях выравнивания встречаются чрезвычайно редко, что дало основание С. Ф. Дубинкину (1940) высказать сомнение в их происхождении. В местах их распространения (Южный Алтай, Курайский и Айгулакский хребты) они представлены либо корой выветривания, либо маломощными отложениями олигоцен-миоценового возраста. Одновозрастность осадков, хотя и редко, но все же сохранившихся на поверхности выравнивания, и приуроченность почти всех ступеней между уровнями поверхностей выравнивания к геологически доказанным разломам заставляет нас поддержать представления о блоковом строении гор.

В межгорных впадинах (Курайской, Чуйской и др.) олигоценовые озерные осадки налегают на кору выветривания и переходят вверх в озерные или склоновые миоцен-плиоценовые отложения. На дне долин, а кое-где и на перегибах склонов залегают буроземные делювиально-пролювиальные и аллювиальные отложения плиоцен-раннечетвертичного возраста, которые не полностью прорезаны современными водотоками. Они перекрыты ледниковыми образованиями, в которых выделяются две пространственно совпадающие возрастные генерации. Одна из них отвечает, очевидно, позднечетвертичному оледенению, с которым связан альпийский облик высокогорных районов.

Амплитуда новейших поднятий центральной части гор Алтая составляла не менее 3000—3500 м, в то время как амплитуда погружения доолигоценовой поверхности в пределах прилежащей части Предалтайской равнины составила 200—300 м.

Исходя из особенностей геологической структуры, стратиграфии кайнозойских отложений и геоморфологического строения Алтая, можно наметить главные моменты его истории, разделив их на стадии и фазы формирования геологической структуры и этапы развития собственно наблюдаемого рельефа.

Логично начать рассмотрение со стадии образования складчатой горной страны, когда произошло заложение ряда разломов, определяющих расположение современных орографических элементов. Эта стадия может быть разделена на две фазы, различающиеся по степени напряженности горообразовательных процессов. Следующая стадия характеризуется относительным тектоническим покоем и соответствует этапу преобладания денудационного выравнивания, реликтами которого являются древние поверхности выравнивания.

Стадия новейшего тектонического развития соответствует следующим этапам формирования рельефа: этапу заложения основных морфоструктур, главному этапу горообразования, и последующим менее значительным этапам экзогенного преобразования рельефа (этапу расчленения и начального воздействия оледенения, главному этапу формирования ледниковой морфоструктуры и этапу послеледникового рельефа).

Стадия становления складчатой горной системы на месте геосинклинали

Фаза горообразовательных движений (средний карбон — ранний триас). Начало развития рельефа Алтая в континентальных условиях относится к позднему палеозою, когда была завершена консолидация палеозойских структур. В это время Алтай на-

чал превращаться в область денудации и сноса, в которой лишь местами происходило осадконакопление.

В разных структурных зонах Алтая континентальные отложения начали накапливаться неодновременно, местами уже в намюре, в других районах в среднем или позднем карбоне, а возможно, и в перми (Нехорошев, 1968). В это время среди жестких складчато-глыбовых горных сооружений Алтая наиболее мобильными продолжали являться зоны глубинных и крупных региональных разломов, разделяющие горстовые структуры. Вдоль них были сформированы пришовные (приразломные) грабен-синклинали и грабены, заполнившиеся грубокластическими, местами угленосными, а иногда и вулканогенно-осадочными толщами. Эти осадки представляют собой молассовый тип образований, фиксирующих этап послегеосинклинальных движений стадии орогена. В конце позднего палеозоя они были дислоцированы и подверглись слабому метаморфизму. Распространение верхнепалеозойских отложений на Алтае очень ограничено.

Изучение верхнепалеозойских отложений позволяет предполагать, что во время их накопления рельеф был достаточно контрастным, вероятно, среднегорным. Расположение хребтов отражало основное простирание палеозойских складчатых структур, следовательно, продолжалось формирование общего орографического плана территории Алтая, который и в настоящее время определяется чередованием дуг горных хребтов и межгорных впадин. Возможно, водоразделы между цепочками межгорных впадин имели денудационный рельеф типа возвышенных, в различной степени расчлененных плато и останцовых горных массивов. Межгорные депрессии, вероятно, представляли собой узкие котловины. Преимущественный грубообломочный состав осадков позволяет предполагать, что склоны гор были расчленены и подвергались размыву. Относительные высоты водоразделов над межгорными впадинами могли быть порядка до 800—1000 м, а относительно превышения всего Горного Алтая над прилегающими частями Западно-Сибирской низменности могло составлять до 1500 м. Разумеется, эти цифры весьма приблизительны, поскольку они основаны на косвенных данных и общих аналогиях.

Климатические условия конца палеозоя, судя по флоре, были умеренно теплыми и достаточно гумидными.

Можно предполагать, что тектоническая обстановка в позднем палеозое не оставалась постоянной. Вероятно, в течение карбона и перми периоды усиления тектонических движений и создания контрастного рельефа чередовались с периодами относительно спокойной тектонической жизни, денудации горных сооружений и сноса обломочного материала на прилегающие части Западно-Сибирской низменности, Восточного Казахстана и в межгорные депрессии Алтая. С этими периодами, вероятно, связано и накопление красноцветных фаций. К некоторым крупным разломам в позднем палеозое были приурочены также очаги эффузивной деятельности. В Рудном Алтае встречается разнообразный эффузивный материал, в Курайской и Шапшальской зонах глубинных разломов — только туфы. Пеплы были либо перенесены ветрами из Рудного Алтая, либо выброшены из местных вулканических очагов.

К самому концу палеозоя рельеф территории Горного Алтая был значительно денудирован, произошло общее снижение высот, а рельеф, вероятно, приобрел облик сглаженных средневысотных гор. По отношению к южным частям Западной Сибири Алтай продолжал являться областью денудации и сноса терригенного материала.

Фаза затухающего горообразования (триас — неом). Позднепалеозойские складчатые и горообразовательные движения

создали на территории Горного Алтая и Предальтайской равнины весьма контрастный рельеф. Ограниченное распространение триасовых осадков, по-видимому, свидетельствует о том, что в то время рассматриваемая территория являлась областью развития горного рельефа. Продукты разрушения, видимо, выносились за пределы Алтая и отлагались в Омской, Кузнецкой и других крупных межгорных впадинах. Ближайшим районом, где сохранились триасовые отложения, является Кузбасс.

К югу от Алтая, в Зайсанской впадине, триасовые отложения, по В. К. Василенко (1961), представлены маломощными песчаными угленосными осадками, сформировавшимися в озерно-болотных условиях. Формационный состав отложений свидетельствует об их накоплении в межгорных впадинах в условиях контрастных, достаточно активных тектонических движений, сопровождавшихся вулканической деятельностью.

Однако не вся территория современного Алтая к его предгорий была занята горными сооружениями, созданными еще в позднем палеозое. Можно полагать, что на отдельных участках к концу рассматриваемого этапа горный рельеф был пенеппенизирован, благодаря чему появились условия для развития процессов химического выветривания. Вероятно, в позднем триасе (?) кое-где на выровненной поверхности Алтая в условиях теплого гумидного климата была сформирована кора выветривания латеритного (?) типа. Алтай и горные области Южной Сибири в это время, как указал В. М. Сеницын (1962), представляли собой платообразные и увалообразные возвышенности высотой в первые сотни метров. В их пределах коры выветривания и коренные породы подвергались размыву, продукты которого выносились на окружающие равнинные пространства.

В конце триаса или в начале юры территория современного Алтая и Предальтайской равнины была вновь охвачена горообразовательными процессами, в результате которых возник среднегорный рельеф. Расположение ранне-среднеюрских хребтов, видимо, было унаследовано в основном от орографического плана позднего палеозоя. Соответственно можно полагать, что и мульды, заполненные ниже-среднеюрскими осадками, являются реликтами главнейших межгорных впадин, изолированных друг от друга горными хребтами. Основные части их, как правило, совпадают с ядерными частями антиклинорий или с горстыми выступами.

Можно предположить, что наиболее высокие горные сооружения на месте Предальтайской равнины и Алтая возникли в зонах позднепалеозойской консолидации, так как к периферии этих зон приурочено наибольшее количество юрских мульд, причем их размеры и мощности выполняющих их осадков здесь максимальны. В этом проявляется некоторая унаследованность юрских горообразовательных движений от палеозойского тектонического плана.

Менее высокие горные хребты были сформированы на отчасти жестком фундаменте Барнаульского срединного массива, где расположение хребтов и межгорных впадин подчинялось горстам и грабенам, «выкроенным» по серии разломов северо-восточного простирания. На территории восточной половины Предальтайской равнины юрские отложения не сохранились. Можно предположить, что и здесь горные хребты имели субмеридиональное простирание, совпадавшее с направлением основных палеозойских структур Алтая.

О характере ранне-среднеюрского осадконакопления в межгорных впадинах можно судить по разрезам этих отложений в Луговской, Кругловской, Ляпунихинской, Новосоветской, Поспелихинской, Мамонтовской, Верх-Жилихинской и Солтонской мульдах. Особенности литологического состава позволяют предположить, что межгорные

впадины юрского периода были заняты мелкими озерами и болотами. С окружающей горных хребтов стекали многочисленные реки, вносящие в пределы впадин большое количество грубообломочного материала. Высокое содержание пирита, марказита и сидерита в тяжелой фации (80—90%) свидетельствует об избыточном увлажнении и восстановительных условиях. Можно согласиться, что территории Предалтайской равнины располагалась в юрском периоде в северной умеренной влажной зоне (Страхов, 1947). Большое количество осадков, относительно теплый климат создали благоприятные условия для произрастания растительности. Межгорные впадины, низкогорье и среднегорье были заняты хвойно-гинкговой тайгой, что устанавливается по данным споро-пыльцевых анализов, выполненных Е. А. Портновой, А. Б. Михеевой и Е. С. Беспрозванных, а также подтверждается результатами изучения отпечатков флоры В. А. Вахрамеевым и С. К. Батяевой.

О развитии рельефа Горного Алтая в течение мезозоя до недавнего времени можно было судить лишь в самой общей форме, так как мезозойские отложения были известны лишь в крупных прогибах — Кулундинском и Зайсанском, расположенных к северу и югу от Алтая.

Мезозойский этап развития рельефа, по-видимому, был достаточно сложным, с изменением направленности тектонических и экзогенных процессов. Восстановление хода развития рельефа может быть сделано в самой общей форме путем анализа коррелятных отложений, разрез которых, особенно в нижних частях, не отличается полнотой. Можно заключить, что в начале юрского периода тектонические движения привели к созданию на территории Алтая достаточно расчлененного горного рельефа. Видимо, как и в позднем палеозое, основные тектонические движения наиболее интенсивно проявились вдоль зон крупных разломов, разделяющих основные структуры Алтая. Это подтверждается результатами изучения юрских отложений Горного Алтая, которые впервые были установлены в 1959 г. В. И. Колесниковым в бассейне р. Чульчи, в узком (4—6 км) грабене, вытянутом вдоль зоны Шапшальского разлома. На юго-восточном продолжении этого же разлома юрские отложения заполняют, по данным Г. Г. Бельского, А. А. Вишневого и других, узкие грабены в верховьях р. Каргы.

Характер юрских отложений указывает, что их формирование происходило в замкнутых тектонических депрессиях, вытянутых вдоль Шапшальского глубинного разлома. Местный состав материала, несортированность и большие размеры обломков говорят о том, что окружающий рельеф имел по крайней мере среднегорный облик. Судя по расположению грабена и учитывая вероятное проявление унаследованности развития, можно предположить, что ориентировка речных долин юрского периода в Горном Алтае совпала с направлением основных мезозойских структур. Межгорные впадины, по-видимому, были связаны между собой речными долинами. Горы были покрыты древесной растительностью, состоящей из папоротников, хвощей и гинкговых. Днища межгорных депрессий были заняты заболоченными озерами с влаголюбивой растительностью. Климатические условия юрского периода были, судя по растительности, умеренно теплые, влажные.

В дальнейшем, в течение длительного отрезка времени от поздней юры до готерив-баррема на территории современной Предалтайской равнины и Алтая резко преобладали процессы денудации, о чем свидетельствует полное отсутствие здесь верхнеюрских и валанжинских отложений. Район представлял собою низкогорную или мелкосопочную территорию. К такому выводу можно прийти, анализируя характер осадков илекской свиты, развитой по соседству с Алтаем в Ненинско-Чумышской впадине. Для всех разновидностей пород характерна высокая карбонатность, что вместе с красноватым обликом их свидетельствует об аридном

климате. Остракоды из района с. Сары-Чумыша, определенные О. Ю. Качуро, свидетельствуют о развитии в Невинско-Чумышской впадине соленоватых крупных озер, характерных для аридных зон.

Интенсивная аридизация климата в неокоме, очевидно, была обусловлена раннемеловой регрессией Западно-Сибирского моря. Предалтайская равнина представляла собой, по-видимому, денудационную равнину.

Этап преобладания денудационного выравнивания (позднемеловая эпоха—начало палеогена)

Слабые следы проявления тектонических движений наряду с отсутствием осадконакопления в пределах современной горной области Алтая — вот главные признаки, позволяющие определить направленность развития рельефа на данном этапе. Являясь промежуток покоя и повсеместного преобладания процессов выравнивания, этот этап имеет принципиальное значение как предшествующий началу неотектонического этапа в развитии рельефа.

В Горном и Рудном Алтае меловые отложения неизвестны. Они широко развиты лишь в наиболее прогнутых частях Предалтайской равнины и в Зайсанской впадине.

Заложение в позднем мелу крупных тектонических депрессий к югу, северо-западу и востоку от Алтая, видимо, отражает одну из фаз проявления тектонических движений. Последние были достаточно равномерными, плавными. Они обособили Горный Алтай как область денудации, но не привели к значительному изменению характера его рельефа. Анализируя особенности меловых отложений во впадинах по периферии Алтая, можно прийти к выводу, что во время их накопления территория Алтая представляла собой слабо расчлененную холмистую, несколько приподнятую денудационную равнину. Вероятно, на ней выделялись отдельные низкорослые кряжи с пологими склонами и плоскими водоразделами. Климатические условия способствовали интенсивному проявлению процессов химического выветривания, что привело к формированию пенеплена, останцы которого, относительно слабо переработанные последующими процессами, довольно широко развиты в современном рельефе Алтая. Необходимо отметить, что денудационная поверхность мелового времени имела, по-видимому, слабо расчлененный рельеф с относительными превышениями около 200—300 м. В сопредельных с Алтаем районах Салаира, Зайсана и Западной Монголии известны каолиновые коры выветривания мелового возраста значительной мощности (до 50—70 м). Полнота профиля коры и ее мощность зависели от положения на разных элементах древнего рельефа. Вероятно, интенсивное, хотя и сравнительно неглубокое, расчленение рельефа обуславливало постоянный снос рыхлых продуктов выветривания с останцов и сопок в межсочные понижения. Можно сказать, что хотя тектонические и климатические условия благоприятствовали процессам выветривания, геоморфологическая обстановка на Горном и Рудном Алтае далеко не повсеместно способствовала формированию мощного покрова коры. Поэтому мы не находим полных ее профилей даже в межгорных котловинах, где, вообще говоря, кора выветривания хорошо сохраняется от размыва под толщами палеогена. В этом состоят отличия условий формирования позднемеловой палеогеновой коры выветривания Алтая от одновозрастных кор равнинных территорий Восточного Казахстана и юга Западной Сибири.

Формирование коры выветривания на приподнятых водоразделах происходило одновременно с накоплением осадков в понижениях рельефа, которые успевали эпигенетически частично перерабатываться процессами выветривания. Подобное сочетание воздействий процессов

выветривания на отложения верхнего мела хорошо показано В. С. Ерофеевым (1965) для Зайсанской впадины и окраин Южного Алтая. К этому же времени на Алтае, по-видимому, относится формирование карста открытого средиземноморского типа.

Исходя из анализа литохимии осадков и экологии, фауны и флоры верхнего мела Зайсанской и Кулундинской впадин (Ерофеев, 1965; Адаменко, 1963в; Малолетко, 1965б), можно предположить, что климат подножья Алтая в поздне меловую эпоху был в целом гумидным, но характеризовался еще и переменной влажностью, что, вероятно, выражалось в сезонном чередовании периодов аридности и увлажнения.

Установленный для поздне меловой эпохи характер рельефа Горного Алтая в своих общих чертах сохранился и в раннем палеогене. Территория Алтая представляла собой увалистый мелкосопочник. Осадки нижнего палеогена образуют единую серию глинисто-песчаных пород, накопившихся в предалтайских прогибах — Бийско-Барнаульской и Зайсанской впадинах. Присутствие эоценовых аллювиальных кварцевых галечников на водораздельных плато Южного Алтая позволяет предполагать уже значительное эрозионное расчленение рельефа этой части Алтая в эоцене. В это время его территория была хорошо освоена гидросетью, расчленена эрозионными долинами рек, выносивших в предгорье грубый галечно-валунный материал.

Центральные части Алтая представляли собой, видимо, платообразные массивы с глубоко врезанными (до 300—400 м) долинами. Кварцевые галечники, залегающие в долинах рек Каргы, Могун-Бурень, Чаган и относимые к палеогену, могут, вероятно, быть реликтами этой древней гидросети. Окраины межгорных впадин Алтая, являвшихся местными базисами эрозии, по-видимому, также приобрели эрозионное расчленение.

Растительность раннего палеогена, судя по спорово-пыльцевым спектрам отложений Кулундинской и Зайсанской впадин, характеризуется присутствием папоротников, тропических и субтропических форм голосеменных. Но наряду с ними в составе спектров уже есть значительное количество пыльцы сосны, кедра, ели, пихты, тсуги (Малолетко, 1965б), занимавших, по-видимому, предгорья и холмистые водораздельные пространства Алтая. Отмечается заметная роль мелколиственных и теплолюбивых листопадных форм ивы, березы, каштана, ольхи, лещины, дуба (Ерофеев, 1965). К концу эоцена произошло некоторое увеличение аридности климата, отраженное в появлении растительности ксерофитных кустарников, жестколистного дуба и аралиевых в Зайсанской впадине, где шло накопление маломощных песчано-глинистых осадков аллювиально-озерных и аллювиальных фаций.

Территория Горного и Рудного Алтая представляла собой всхолмленную, слабо расчлененную денудационную равнину, где господствовали интенсивные процессы химического выветривания и денудации. Они привели к выработке пенеплена, на котором была развита каолинитовая, а местами латеритная (?) кора выветривания. В раннем эоцене В. С. Ерофеевым (1965) отмечена южноалтайская фаза проявления тектонических движений, которая привела к резкому возрастанию грубозернистости отложений в сопредельных впадинах. Территория Алтая испытала общий сводобразный подъем и эрозионное расчленение. Его рельеф приобрел облик низкогорья с врезанными долинами, с отдельными межгорными депрессиями, служившими местными базисами эрозии. Глинистый элювий коры выветривания сносился с водоразделов, в долинах преобладали олигомиктовые пески и галечники. Направление гидросети в плане, видимо, совпадало с простираем основных тектонических структур и имело северо-западное направление. Глубина расчлененности рельефа составляла 300—400 м.

В пределах Предалтайской равнины в поздне меловую эпоху осадконакопление было локализовано на ее западной окраине — в Центральной Кулунде. Эта территория представляла собой обширную озерно-аллювиальную равнину, к востоку от которой на остальной территории Предалтайской равнины простирался мелкосопочник, откуда в сторону Центральной Кулунды стекали многочисленные речки, выносившие продукты размыва кор выветривания.

В течение апта, альба и сеномана в Центрально-Кулундинской впадине накопилось около 180—220 м аллювиально-озерных отложений леньковской свиты — пестрых алевроитовых каолиновых глин, чередующихся с кварцевыми песками. Богатая тропическая и субтропическая растительность способствовала образованию в почвенном слое гуминовых кислот, которые усиливали химическое выветривание материнских пород.

От турона до датского века в Центральной Кулунде происходило выравнивание рельефа и заполнение впадины морскими и прибрежно-морскими осадками кузнецовской, ипатовской, славгородской и ганькинской свит мощностью до 200—300 м. Центральная Кулунда представляла собой низменную плоскую шельфовую равнину.

Характерным событием описываемого отрезка времени была значительная дифференциация тектонического режима на территории нынешней Предалтайской равнины. В зону погружающейся Кулундинской впадины с коньякского века была вовлечена также значительная часть Барнаульской структурной ступени, а также отдельные участки Бийской ступени, в пределах которых началось накопление отложений сенондатской сымской свиты. Окружающие Кулундинскую впадину области сноса Алтая, Салаира и Каменского выступа испытывали, видимо, медленное поднятие.

Сравнительно крупный бассейн осадконакопления был расположен в Ненинско-Чумышской впадине, которая была отграничена от Предалтайской равнины невысоким Кивдинско-Катунским хребтом, сложенным синийскими кварцитами.

Состав верхнемеловых спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует о теплом субтропическом переменном влажном климате. В. А. Хахлов (1947) предполагает, что в то время среднегодовая температура составляла +16—17°, а количество годовых осадков колебалось в пределах 850—1600 мм.

Распределение осадков в году не было равномерным, о чем можно судить по обилию пыльцы жестколистных древесных и кустарниковых форм, которые приспособились к периодически засушливому климату.

В начале кайнозоя происходило дальнейшее расширение площади Кулундинской впадины за счет вовлечения в зону погружения новых блоков палеозойского фундамента. В палеоцене территория Барнаульского массива была полностью погружена под рыхлые отложения. Опущившиеся участки фундамента (например, Бийской ступени) отделялись от смежных поднимавшихся блоков палеозойского обрамления молодыми кайнозойскими разломами, часто наследовавшими палеозойские дизъюнктивы. Продолжались движения по Лебяжинскому разлому. Западная ветвь Калманского разлома, возникшая в сенондатское время, значительно удлинилась к востоку вплоть до долины р. Песчаной, образовав крупную тектоническую линию, служившую в палеоцен-эоцене северным фасом низкогорного Алтая. Значительно удлинилась к востоку также Каменский разлом. Возник Барнаульский разлом, отделявший в палеоцен-эоцене Кулундинскую впадину от Салаирского поднятия. Он унаследовал крупный глубинный разлом палеозойского фундамента — Барнаульско-Алтайский краевой шов.

Позже, в эоцене, опускания Центрально-Кулундинской ступени снова возобновились. Сюда проникли воды люлинворской и чеганской трансгрессий, в то время как в пределах соседних Барнаульской и Бийской ступеней продолжалось накопление континентальных отложений.

Регрессия Чеганского моря — последнего в истории южной части Западной Сибири. — по мнению большинства исследователей, знаменует собой начало нового этапа в развитии рельефа Предалтайской равнины. К этому моменту Алтай представлял собой область мелкосопочника, который полого снижался к аллювиальной равнине, где начали формироваться речные осадки атлымской свиты.

Этап заложения основных морфоструктур (поздний палеоген—начало плиоцена)

В начале позднего палеогена рельеф Горного Алтая представлял собой эрозионно-денудационный мелкосопочник с останцовыми возвышенностями и низкогорными массивами, морфологически, видимо, напоминающий нынешний Казахский мелкосопочник. Относительное расчленение рельефа могло достигать 300—500, возможно до 700 м, но общая расчлененность рельефа была небольшой, склоны возвышенностей — пологими, а речные долины — слабо врезанными и широкими.

Рассматриваемый этап ознаменовался обновлением рельефа, что выразилось в первую очередь в общем медленном поднятии всей территории, пологом сводообразном изгибании всей поверхности горной страны. Вслед за тем начали формироваться отдельные крупные морфоструктуры в виде поднятий и прогибов. Наметилась четкая приуроченность начального образования депрессионных структур к мобильным зонам — унаследованным с верхнего палеозоя и мезозоя швам: Шапшальскому, Курайскому, Чарышско-Теректинскому, Джасатерскому и другим разломам. Области, лежащие между этими зонами, представляли собой поднимающиеся структуры и дали начало современным системам хребтов. Структурный план, таким образом, оказался в главных чертах унаследованным. В развивающихся впадинах начали накапливаться субаэральные и водные осадки, среди которых лучше изучены карачумская, кошагачская и туерыкская свиты Горного Алтая.

Можно предположить, что северо-восточные и восточные склоны Джулукульской, Чуйской и Курайской котловин были еще невысокими, так как грубообломочные пролювиальные фации карачумской свиты в сторону от бортов впадин на протяжении нескольких сот метров замещаются песчано-глинистыми озерными осадками. Максимальные мощности имеют пролювиальные фации, приуроченные к окраинам прогибающихся межгорных впадин, где встречается также базальный горизонт олигомиктовых конгломерато-брекчий, фиксирующий зоны сопряжения поднимающихся и прогибающихся морфоструктур. Присутствие в пролювии карачумской свиты наряду с сильно выветрелым кластическим материалом совсем свежих обломков коренных пород свидетельствует о том, что рельеф был обновлен довольно существенно, т. е. эрозионные процессы, очевидно, значительно расчленили поднимающиеся структуры, захватив не только рыхлый аллювий коры выветривания, но и обнажившиеся свежие коренные породы. Кроме того, в толще субаэральных фаций свиты отмечаются признаки проявления сингенетических процессов выветривания, что свидетельствует о сохранении климатических условий, благоприятных для химического выветривания.

По лимонитизации сидеритовых конкреций можно предполагать частую смену восстановительных условий окислительными. Это должно быть связано скорее всего с частыми колебаниями уровня озерного бассейна, глубины которого были невелики.

В позднем палеогене, по-видимому, уже существовали крупные речные долины, сохранившиеся до настоящего времени. В целом они совпадали с тектоническими понижениями между поднимающимися хребтами: Джулукульско-Сайгонышской, Чуйско-Курайской, Джасатерско-Самахинской и Нарымско-Бухтарминской впадинами, в которых известны палеоген-неогеновые отложения. Судя по тому, что галечники карачумской свиты, отмечающие направление долин, встречены в верховьях рек Каргы и Могун-Бурени, часть рек современного бассейна Чулышмана могла иметь сток к востоку. Такой была, например, долина реки, соединившей Сайгонышскую и Джулукульскую впадины и ушедшей во впадину оз. Урюк-Нур в Западной Монголии. Реки западной и южной частей Алтая направлялись соответственно на северо-запад, в сторону Кулундинской впадины, и на юг, в Зайсанскую впадину. Погребенные древние долины рек Песчаной, Ануя, Чарыша и Катунь отмечены О. М. Адаменко в пределах предгорной равнины.

Рельеф территории Рудного Алтая, судя по коррелятным отложениям, мало отличался от рельефа Горного Алтая, т. е. был мелкосопочным с отдельными останцовыми массивами и грядами низких гор (Чумаков, 1957). Фаза тектонических движений позднего палеогена (нарынская, по В. С. Ерофееву) привела к дифференциации областей поднятий и опусканий. В межгорных депрессиях, открытых к западу, происходило накопление осадков индикотериевой и чаграйской свит (Чумаков, 1965). Подобно карачумской свите, они распространены лишь в тектонических впадинах северо-западной части Рудного Алтая. Индикотериевая свита представлена озерно-аллювиальными серыми и зеленоватосерыми глинами, алевролитами и кварцевыми песками с прослоями лигнитов. Осадки чаграйской свиты — белые и пестрые глины делювиально-пролювиального происхождения — слагают обширные шлейфы по окраинам горных массивов и межгорных впадин. В целом толща образована продуктами размыва коры выветривания. Она отражает собой этап значительного расчленения территории, разрушения и выноса рыхлых образований.

Наиболее интенсивно тектонические движения проявлялись вдоль зоны субширотного Южно-Алтайского (Нарымского) наложенного разлома. Этот разлом наискось сечет палеозойские структуры северо-западного простирания и по времени заложения является молодым — если не новейшим, то позднемезозойским. Вдоль него произошло резкое поднятие северного борта Нарымского хребта и заложение Нарымско-Бухтарминской межгорной впадины. Выполняющие ее отложения ашугасской свиты представлены аллювиальными полимиктовыми песками, глинами и галечниками, а также глыбами и щебнем делювиально-пролювиального происхождения (Ерофеев, 1965). Южные склоны Южного Алтая, которые в эоцене еще являлись областями слабой аккумуляции, также оказались вовлеченными в общее поднятие, и территория Южного Алтая в среднем-позднем олигоцене превратилась в область средневысотных расчлененных гор высотой около 700—1000 м над уровнем моря. К югу от Алтая находилась область прогибания и аллювиально-озерной седиментации Зайсанской впадины.

По вопросу о развитии гидрографической сети Рудного Алтая и Калбы имеются две точки зрения. Долгое время господствовало представление о молодости речной сети, заложении современных долин в плейстоцене, неоднократной их перестройке. Эту точку зрения развивали В. П. Нехорошев (1934, 1941), Е. Н. Шукина (1941) и Е. М. Великовская (1946). В послевоенные годы накопился большой фактический материал, свидетельствующий о древнем заложении речной сети Рудного Алтая, что подтвердило мнение В. А. Обручева (1915). Заложение крупных речных долин Рудного Алтая и их притоков Ю. П. Селиверстов

(1957а, б), Б. А. Борисов (1960), Л. А. Никитюк (1957) отнесли к неогену и даже к олигоцену. Ю. П. Селиверстов (1957б, стр. 211) прямо указал, что «речная сеть Рудного Алтая возникла в доантропогеновое время, что подтверждается как общим анализом рельефа и истории его развития, так и выполнением долин нижнеантропогеновыми и плиоценовыми осадками (реки Бухтарма, Иртыш, Уба)». И. С. Чумаков, приведя новые подробные материалы по формированию транзитных долин Рудного Алтая, сделал вывод, что «современные долины крупных рек практически не изменили не только своего направления, но и не испытали сколько-нибудь серьезных отклонений от положения древних долин» (1965, стр. 201). На равнинах северо-запада Рудного Алтая погребенная неогеновая сеть долин устанавливается бурением. Отмечается ее даже более сложная конфигурация, чем у современной гидросети, что связано с дробным горизонтальным расчленением мелкосопочного олигоцен-неогенового палеорельефа. И. С. Чумаков подчеркивал, что неизменность плана главных долин Рудного Алтая обусловлена постоянным процессом вреза, который в свою очередь определен положением района на краю поднимающегося Алтайского свода.

Палеофлористические материалы показывают, что в среднем-позднем палеогене окраины Алтая имели умеренно теплолюбивую хвойно-широколиственную растительность тургайского типа. В то же время в наиболее приподнятых районах Южного и Горного Алтая широкое развитие получили хвойные леса горного типа, т. е. уже существовали элементы вертикальной зональности.

Более засушливый климат позднего палеогена связан с исчезновением чеганского моря и распространением воздействия центрально-азиатского антициклона на территорию Алтая. Формирование сводово-блоковой структуры рельефа Алтая продолжалось и в неогене. В межгорных впадинах, испытавших относительное опускание, усилились процессы накопления аллювиально-озерных осадков, что отразилось в увеличении мощностей кошагачской и туерыкской свит.

Ограниченность распространения и преимущественно озерный генезис неогеновых осадков Горного Алтая, а также характерные фациальные изменения в поперечном профиле межгорных впадин ясно свидетельствуют, что их накопление происходило лишь в пределах оформившихся к тому времени межгорных депрессий. Это противоречит прежним высказываниям некоторых исследователей (Нехорошев, 1932; Сперанский, 1937) о том, что неогеновые осадки представляют собой обрывки формаций, некогда имевших региональное распространение и уцелевших от денудации лишь в силу последующего орографического оформления тех котловин, на дне которых они находятся.

Разделяющие впадины поднятия в неогене представляли собой, по видимому, пологосклонные горные хребты и массивы. Сочленение депрессий и поднятий происходило по активизированным в верхнем палеогене зонам разломов, что особенно четко видно в Шапшальской и Чуйской цепях котловин. Уже в это время наметилась асимметрия этих котловин, выраженная в увеличении крутизны приразломного северо-восточного борта, в то время как юго-западный и южный борта оставались более пологими. Обратная асимметрия структур была характерна, видимо, для Южно-Алтайской цепи котловин. Здесь крутыми стали южные склоны Южно-Алтайского и Нарымского хребтов, с которых шел интенсивный снос обломочного материала во впадины.

Масштабы прогибания впадин фиксируются мощностями неогеновых осадков, которые для Чуйской впадины составляют около 500—700 м, для Курайской и Джулукульской до 250—300 м, для Самахинской не менее 100 м. Можно предполагать, что смежные горы имели относительные высоты порядка 500—700 м. Это следует из анализа палеофлористи-

ческих остатков из кошагачской и туерыкской свит, свидетельствующих о вертикальной зональности в растительности Юго-Восточного Алтая. О достаточных превышениях окраин впадин говорит и значительное содержание обломочного материала среди неогеновых озерных осадков в прибортовых частях впадин. Однако отсутствие чисто пролювиального материала говорит о том, что их склоны не были очень крутыми.

Иной характер неогеновые отложения имеют в западной части Горного Алтая (в Усть-Коксинской и Усть-Канской впадинах) и в межгорных впадинах Рудного Алтая. Они представлены главным образом пролювиально-делювиальными фациями красноцветных, местами гипсонесных и карбонатных глин с дресвой и щебнем местных пород, выделенных в павлодарскую свиту (Чумаков, 1963). Озерно-аллювиальные фации этой свиты развиты очень ограниченно, встречаясь лишь в центральных частях впадин и крупных эрозионных долин. Общая их мощность составляет около 40 м. Следовательно, в этом районе рельеф был менее контрастным, чем в Горном Алтае, что объясняется меньшей дифференцированностью неотектонических движений в краевой части Алтайского свода.

В конце эоцена или начале олигоцена Предалтайская равнина испытала поднятия вместе со всей территорией Западно-Сибирской низменности. Но они были кратковременными, и уже в раннем олигоцене возобновились опускания Центрально-Кулундинской, Барнаульской и Бийской структурных ступеней Кулундинской впадины, которая продолжала «наступать» на северо-восток и юг, захватывая прилегающие части Алтае-Салаирского мелкосопочника. Вовлекавшиеся в погружения блоки палеозойского фундамента отделялись от приподнятой зоны палеозойского обрамления тектоническими уступами, соответствовавшими молодым разломам.

Продолжались также погружения вдоль возникших Лебяжинского, Колыванского, Каменского и Барнаульского разломов. Палеоцен-эоценовый фас Алтая в своей западной части значительно отступил к югу и в раннем олигоцене проходил уже вдоль возникшего в это время Поспелихинского субширотного разлома. Восточная часть палеоцен-эоценового фаса Алтая осталась на прежнем месте, совпав с Колыванским разломом, проходившим вдоль субширотного отрезка долины р. Оби от устья р. Чарыша на западе до долины р. Катунь на востоке.

Расширившаяся за счет вовлечения блоков фундамента Кулундинская впадина была окружена с юга, востока и севера Алтае-Салаирским мелкосопочником — платообразным пенепленизированным нагорьем с абсолютными высотами 200—600 м. Начавшиеся в раннем олигоцене поднятия нагорья привели к достаточно резкому усилению эрозионной деятельности рек. Со склонов низких гор и мелкосопочника в сторону низменной равнины Кулунды многочисленные реки и речки выносили большое количество терригенного материала, в том числе и грубообломочного. В пределах Алтае-Салаирского поднятия размывалась каолиновая кора глубокого химического выветривания, продукты переотложения которой накапливались в Кулундинской впадине.

Восстановить конфигурацию атлымской гидросети в предалтайской части пока что не представляется возможным из-за недостаточного количества фактического материала. Судя по площадному распространению осадков атлымской свиты, характеризующихся достаточно однородными аллювиальными фациями, можно предположить, что территория Предалтайской равнины в то время представляла собой плоскую низменность, по которой сравнительно спокойно блуждали многочисленные мелкие и средние реки, часто изменявшие положение своих русел, благодаря чему и образовался почти сплошной аллювиальный покров на огромной территории Кулундинской впадины.

Растительность атлымского времени, судя по данным спорово-пыльцевых анализов, проведенных Э. А. Бессоненко, соответствовала хвойно-широколиственной и широколиственно-хвойной тургайской флоре, в которой наряду с обилием широколиственных и хвойных еще заметно участие субтропических растений.

Климат раннего олигоцена по-прежнему оставался достаточно теплым и влажным, способствовавшим процессам химического выветривания.

Среднеолигоценовая эпоха характеризовалась весьма стабильным тектоническим режимом. Области сноса и осадконакопления сохраняли приобретенные еще в раннем олигоцене очертания.

В среднем олигоцене в пределах Кулундинской впадины на фоне очень медленных опусканий сформировались озерно-болотные осадки новомихайловской свиты мощностью от 5—10 до 40—60 м. Это каолиновые глины и серые алевролиты с включениями янтаря, древесины, растительного детрита, с отпечатками листьев и бурыми углями, реже с прослоями белых тонкозернистых кварцевых песков. Эти опускания способствовали дальнейшему расширению Кулундинской впадины и заметному поднятию смежных участков Салаира и Алтая, в северной части которых уже возник низкогорный рельеф.

В знаменское время в периферическую зону расширяющейся Кулундинской впадины были вовлечены новые блоки палеозойского фундамента, «отколовшиеся» от Алтае-Салаирского низкогорья по серии молодых разломов, которые часто наследовали более древние тектонические швы. Впадина расширялась также в Семипалатинско-Рубцовском районе, где значительная часть мелкосопочника, вплоть до долины р. Аля, попала в зону погружения.

В это время окончательно оформился северный фас Алтая в его современном виде за счет возникновения молодого субширотного Белокурихинского разлома, протянувшегося от долины Чарыша на западе до долины Каменки на востоке. Одновременно возникли Озерковский и Смоленский разломы и продолжались опускания северо-западной ветви Большереченского и юго-восточной ветви Барнаульского разломов. В позднем олигоцене произошло образование южной ветви Рубцовской структурной ступени, опоясывающей Кулундинскую впадину в виде гигантского полукольца.

Заметные поднятия Алтая привели к возобновлению энергичной эрозионной деятельности рек. К этому времени относится возникновение большинства крупных рек, развитие которых удастся проследить вплоть до современности. С северного склона Алтая, совпавшего с Белокурихинским разломом, стекали Катунь, Каменка, Поперечная, Белокуриха, Песчаная, Ануй, Чарыш и другие. В пределах Салаира брали свое начало Большая Речка, Лосиха, Чумыш и другие. С Алтая же несла свои воды достаточно крупная и полноводная Бия, которая сливалась с р. Катунь в 35—40 км восточнее г. Бийска, образуя реку Обь, историю которой с тех пор можно проследить достаточно уверенно. В позднем олигоцене долина Оби от Бийска до Барнаула в своей правобережной части приблизительно соответствовала современным ее контурам. Левобережная же часть заходила далеко на запад в пределы Приобского степного плато. Здесь в нее вливалась широкая долина Аля. От Барнаула позднеолигоценовая Обь поворачивала на запад и, минуя Камень, уходила в Кулунду, огибая Каменский выступ палеозойского фундамента.

Аллювиальные отложения позднеолигоценовой Оби (знаменская свита) представлены кварцевыми песками от средне- до крупнозернистых с включением гравия и галечников кварц-кварцитового состава, с редкими линзами алевролитов и каолиновых глин. Грубообломочный

материал (гравий и галечники) прослеживается по долинам Катуня и Оби от района с. Сротки вблизи фаса Алтая вплоть до Барнаула. Далее вниз по течению отлагались разнозернистые кварцевые пески. Мощность аллювия обской долины знаменского времени изменяется от 20—30 м вблизи Алтая до 40—60 м в районе Барнаула и Камня.

На остальной части Предалтайской равнины располагалась зона аллювиально-пролювиальной аккумуляции. Пролувиальные осадки образовывали обширный шлейф, протягивавшийся вдоль северного и западного склонов Алтая от долины Катуня на восток до района курорта Лебяжье и до Семипалатинска на западе и юго-западе. Ширина этого шлейфа достигала 20—30 км, а его северная граница проходила вдоль обской и алейской позднеолигоценовых долин.

Аллювиально-пролювиальные осадки позднего олигоцена, известные под названием чаграйской свиты, представлены пестрыми каолиновыми глинами, часто песчанистыми, с линзами кварцевых песков, гравия и галечников. Мощность осадков этого шлейфа достигает иногда 20—50 м.

Чаграйская свита сложена осадками, образовавшимися при переотложении продуктов химического выветривания и испытанными значительное выветривание с образованием типичного неоэлювия: нацело каолинизированных галечников, пятнистых пестроцветных глин, маршаллитов и т. д., т. е. процессы химического выветривания продолжались, очевидно, вплоть до конца олигоцена.

В Центральной Кулунде в первой половине позднего олигоцена существовал обширный озерно-аллювиальный бассейн Иртыша, стекавшего с Рудного Алтая, а также многочисленных мелких речек, стекавших со стороны Казахского мелкосопочника. Здесь в это время накапливались аллювиально-озерные пески и глины знаменской свиты.

В раннем миоцене территория Предалтайской равнины продолжала погружаться с одновременным расширением области погружения. Оживлялось движение юго-восточного продолжения Большереченского разлома, благодаря чему в зону погружения был вовлечен крупный блок Юго-Западного Присалаирья, расположенный между юго-восточными ветвями Барнаульского и Большереченского разломов. В южной части Кулундинской впадины в зоне погружения оказался блок фундамента, расположенный к югу от Колыванского хребта, на месте нынешнего Успенского прогиба, где возобновились движения по Алейскому субширотному разлому, унаследованному от юрского периода.

Происходило более четкое морфологическое выражение северного фаса Алтая в связи с движениями по Озерковскому, Белокурихинскому и Смоленскому разломам. Северные предгорья Алтая представляли собой слабо расчлененное низкогорье. Судя по каолинит-монтмориллонитовому составу нижнемиоценовых осадков, можно предположить, что в пределах прилегающих областей сноса еще не были вскрыты свежие, невыветрелые коренные породы. Размыту подвергались в основном продукты химического выветривания. Можно поэтому предполагать, что глубина эрозионного расчленения Салаира и Северного Алтая в то время была небольшой — не более 100 м.

В позднем олигоцене и миоцене в рисунке речной сети произошли некоторые изменения. Обская долина сузилась до 50—60 км и стала более прямолинейной, расположившись вдоль линии Бийск — Барнаул — Камень.

Раннемиоценовый Иртыш от Семипалатинска поворачивал к северо-северо-востоку и, проходя через район оз. Ляпуниха (вблизи с. Углы), тек в сторону Кулунды. Его наиболее крупным правым притоком в миоцене была река, стекавшая с Рудного Алтая. Ее долина проходила приблизительно от с. Новенького севернее с. Красный Аул к оз. Горькому

Перешеечному. Аллювий этой реки представлен грубозернистыми песками, содержащими обломки древесины, линзы и прослои зеленых монтмориллонитовых глин.

Остальная часть Предалтайской равнины в раннем миоцене представляла собой озерно-аллювиальную низменность, где накапливались озерные и, реже, речные осадки таволжанской свиты. Мощность осадков в зонах относительных опусканий достигла 60—90 м, тогда как на поднятиях она не превышала 20—30 м.

В прифасовой части Алтая и Салаира озерно-аллювиальные отложения таволжанской свиты фациально замещаются делювиально-пролювиальными, реже озерными отложениями аральской свиты, представленной тонкодисперсными пестроцветными (красными, зелеными) глинами, содержащими друзы гипса, бобовины гидроокислов железа и марганца, а также прослои и линзы грубозернистых песков, гравия и галечников. Мощность осадков колеблется от 30 до 70 м.

Судя по уменьшению загипсованности глин аральской свиты с запада на восток, Семипалатинско-Рубцовский район располагался в аральское время в зоне сухих степей и полупустынь с жарким засушливым климатом, тогда как в восточной части Предалтайской равнины климат был несколько более влажным, т. е. сказывалось влияние возвышенностей Салаира и Алтая.

В среднем — позднем миоцене и раннем — среднем плиоцене произошло дальнейшее слабое опускание Кулундинской впадины, контуры которой существенно не изменились. Во время отложения павлодарской свиты произошло заметное оживление эрозионной деятельности рек. Обская долина сохранила свои прежние очертания. Со стороны Салаира она принимала реки Сузун и Чумыш, местоположение долин которых достаточно четко устанавливается по присутствию более грубого аллювия. Слева в Обь впадал Алей, одним из крупных притоков которого была р. Кизиха, выносившая из поднимающегося Кольванского хребта грубозернистые пески с гравием и галькой. В очертаниях иртышской долины существенных изменений не произошло.

Остальная часть Предалтайской равнины была низменной, занятой мелкими озерами, небольшими речками и обширными степными участками. Основная масса осадков павлодарского времени здесь представлена озерно-аллювиальными глинами.

Красноцветный характер осадков, наличие в них большого количества друз гипса и известняковых конкреций могут свидетельствовать о дальнейшей аридизации климата Предалтайской равнины, которая представляла собой в среднем миоцене — среднем плиоцене засушливую полупустынную степь. Лишь только по речным долинам могли сохраниться благоприятные условия для древесной растительности (Балуева, Никитин и др., 1961).

Главный этап новейшего горообразования (средний-поздний плиоцен—раннечетвертичная эпоха, или эоплейстоцен)

Тектонические движения эоплейстоцена отличались наибольшей интенсивностью по сравнению со всеми остальными этапами кайнозойской истории. В это время было закончено в общих чертах формирование морфоструктуры Горного Алтая, созданы современные горные хребты и впадины, врезаны речные долины.

Горный Алтай. Как уже отмечено, средне-верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения Алтая литологически резко отличаются как от олигоцен-миоценовых, так и от плейстоценовых образований. Это

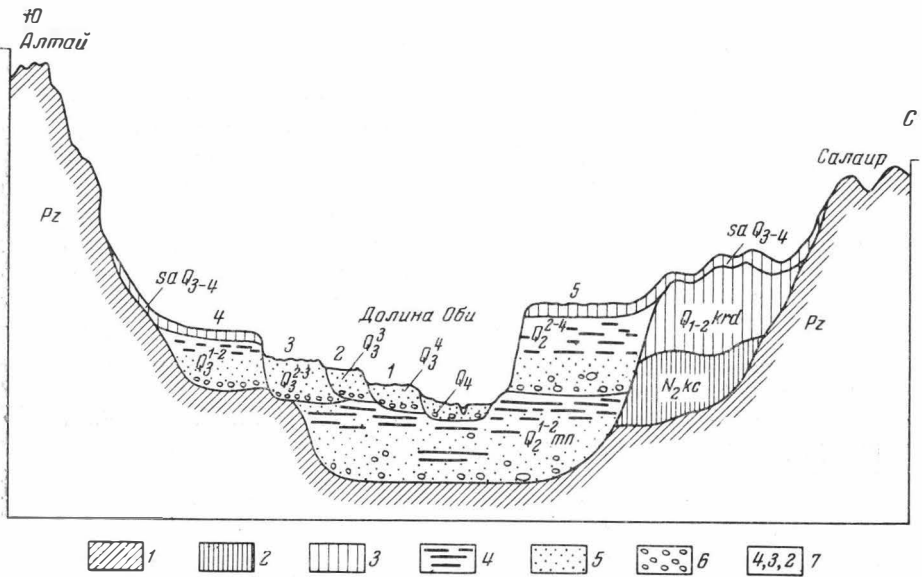


Рис. 4. Схема строения рельефа Предалтайской равнины. Составил О. М. Адаменко
 1 — дочетвертичные породы; 2 — отложения кочковской свиты; 3 — лёссовидные отложения краснодубровской свиты и покровные; 4 — суглинки; 5 — пески; 6 — галечники; 7 — порядковые номера террас Оби

преимущественно грубые полимиктовые песчано-галечные и гравийные отложения, которые можно считать внутригорными молассаами.

Геологическая последовательность накопления плиоцен-раннечетвертичных (эоплейстоценовых) отложений отражена наиболее полно в Чуйской котловине (Аксарин, 1937; Девяткин, 1963б; Шукина, 1956), хотя они развиты и в других местах Алтая, а также на Предалтайской равнине (рис. 4).

Осадки кызылгирской свиты (верхняя часть среднего плиоцена, или нижний эоплейстоцен) выделены в окраинных частях Чуйской впадины. Это главным образом озерные отложения, процесс накопления которых был как бы унаследован от предыдущего этапа. Однако резкое увеличение размера обломков в осадках по сравнению с отложениями нижележащих свит, смена глин и мергелей на алевриты, галечники и пески фиксируют начало тектонических движений и увеличение сноса обломочного материала в бассейн.

Отложения кызылгирской свиты по окраинам Чуйской котловины представлены бурозветными озерно-дельтовыми и пролювиальными фациями, состоящими из грубых песков, мелких галечников и слабо окатанных гравийников. Такой состав отражает прибрежно-озерные условия накопления осадков, близкое расположение областей поднятия, с которых в котловину сносился материал. Распределение фаций береговой зоны четко контролируется рельефом побережья: долины рек Кызыл-Син, Ак-Кая, Чаган-Узун являлись путями транспортировки и накопления грубого материала, в то время как в других частях прибрежной зоны накапливались преимущественно озерные отложения, формировались строматолитовые биогермы и горизонты органогенных известняков. Последние весьма типичны для окраинных частей среднеплиоценового Чуйского озера. В центральных частях впадины преобладают бурозветные песчано-глинистые отложения озерного типа с отдельными прослоями песков и мелких гравийников.

Климат среднего плиоцена был достаточно теплым, о чем свидетельствует богатый состав органического мира. Теплые, проточные и достаточно чистые воды озерных бассейнов способствовали развитию многочисленных рыб, моллюсков, остракод, водорослей. Допустимо говорить о колебаниях уровня воды в озерах, так как в отложениях свиты отмечается несколько горизонтов строматолитовых известняков, формирующихся в мелководных прибрежных условиях (до глубины 10—20 м). Чередование горизонтов ракушечников со строматолитовыми известняками указывает на изменение химического состава вод озер. Известно, что строматолиты возникают при слабом осолонении бассейнов. Такие условия при увеличении сухости периодически могли возникать в наиболее мелководных участках озер. Значительное содержание карбонатов, часто хемогенных разновидностей пород в разрезе кызылгирской свиты позволяет предполагать существование семиаридного климата. Это подтверждается материалами литологических исследований И. Г. Лискун (1965), которая указывала, что присутствие значительных количеств хемогенного карбоната кальция, отсутствие остатков растительных тканей и малое содержание остаточного органического углерода в породах кызылгирской свиты свидетельствуют в пользу такого предположения.

На появление более контрастного рельефа указывает резкое увеличение роли грубых пролювиальных и аллювиальных фаций в составе верхнеплиоценовой бекенской свиты в Чуйской котловине. Площади озерных бассейнов сократились, галечно-гравийные прослои встречаются все еще среди озерных песков и алевролитов, которые накапливаются лишь в центральных частях Чуйской котловины. Весьма показательное изменение мощностей свиты: по окраинам впадин, у подножий интенсивно поднимающихся горных хребтов они достигают 70—100 м, а в ее центральных частях сокращаются до 15—25 м.

Обеднение состава фауны моллюсков и рыб и преобладающий «степной» спорово-пыльцевой спектр бекенской свиты указывают на произошедшее изменение климата. Об аридизации его свидетельствует загниванность пролювиально-делювиальных и прибрежно-озерных осадков, что наиболее вероятно в замкнутом бассейне при отсутствии скота. Поэтому можно предположить, что в конце плиоцена (в среднем эоплейстоцене) связь Чуйского и Курайского озер прервалась, что отразилось и на химическом составе вод. Наибольшая концентрация сульфатов и их выпадение, как указала И. Г. Лискун (1965), происходили в прибрежных, мелководных частях озер.

Отложения башкаусской свиты, имеющие нижнечетвертичный (позднеэоплейстоценовый) возраст, накапливались в различных геоморфологических и неотектонических условиях, что нашло отражение в их составе и фациях.

Вдоль южного борта Курайского хребта формировались мощные пролювиальные шлейфы, состоящие из рыхлых конгломератов, галечников, иногда переходящих в грубые брекчии. Их несогласное напластование, неоднократные смены состава обломочного материала указывают на дифференцированные тектонические движения во время накопления осадков. Значительные мощности (до 250—300 м) и крупнообломочный состав свидетельствуют о больших амплитудах вертикальных перемещений вдоль борта Курайского хребта. В это время были смяты в складки и разорваны и сами плиоцен-раннечетвертичные отложения (включая осадки башкаусской свиты).

Хорошая окатанность башкаусских галечников, относительно однородный состав их, элементы слоистости свидетельствуют о формировании их водными потоками. По имеющимся данным можно также судить, что климатические условия раннечетвертичной эпохи были сравнительно гумидными и умеренно-теплыми. Так, в результате детального литоло-

го-минералогического изучения башкаусских отложений И. Г. Лискун (1963, 1965) считала, что их отличительной особенностью является значительная диagenетическая переработка глинистого материала, которая происходила при несомненном участии растительных остатков. Здесь отмечается увеличение количества остаточного органического углерода и соединений легкорастворимого железа. На относительно теплый климат указывают, наконец, находки остракод, теплолюбивых пресноводных известковистых водорослей (Лискун, Маслов, 1964) и обугленных растительных остатков. Поэтому авторы склоняются к выводу, что башкаусская свита формировалась без участия ледниковых или водно-ледниковых процессов, которые предполагались Е. Н. Шукиной (1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1958), О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963). Других признаков оледенений в раннечетвертичную эпоху на Алтае вообще не отмечалось.

В пределах Рудного Алтая к верхнему плиоцену относятся осадки вторушкинской свиты (Чумаков, 1957, 1963), представляющие собой делювиально-пролювиальные образования — красно-бурые глинистые пески и глины с большим количеством грубообломочного материала. Переходя в область предгорий, глины вторушкинской свиты становятся более карбонатными, содержание обломков в них уменьшается, появляются кристаллы гипса, что указывает на семиаридный климат во время формирования свиты. Вторушкинская свита с размывом налегает на павлодарскую и перекрывается также глинистыми делювиальными отложениями, относящимися, судя по остаткам фауны, к верхнему плиоцену и началу четвертичной системы.

К раннечетвертичной эпохе обычно относят и формирование так называемых верхнеобийских конгломератов. Однако сходные по облику конгломератовые пачки известны в разных стратиграфических горизонтах от плиоцена до верхнечетвертичного отдела, что связано с близкими условиями осадкообразования (Лискун, 1965).

Аллювиальные и пролювиальные типы нижнечетвертичных отложений распространены достаточно широко. Обычно они лежат на дне долин, с размывом или с несогласием контактируя с нижележащими породами, включая осадки верхнего плиоцена, что еще раз свидетельствует об энергичных тектонических движениях. Глубокий эрозионный врез в середине — конце плиоцена устанавливается во всех основных крупных долинах территории Горного и Рудного Алтая и предгорьев. Глубокие долины, возникшие к концу плиоцена, можно рассматривать как регионально выраженный элемент палеогеоморфологии описываемой территории. Вдоль линий сопряжения поднимающихся горных хребтов и относительно прогибающихся впадин накапливались буроцветные толщи грубого пролювия.

Климат второй половины плиоцена и начала четвертичного периода благоприятствовал процессам выветривания с образованием своеобразной дресвянисто-щебнистой коры, что впервые было отмечено Е. Н. Шукиной (1956). Отличительной особенностью плиоцен-раннечетвертичных отложений является их бурая окраска, объясняющаяся повышенным содержанием окислов железа. Последние связаны с материалом коры выветривания, который в значительном количестве присутствует в осадках как за счет перемива доолигоценовой коры выветривания, так отчасти и за счет развития процессов сингенетического выветривания, при котором происходило дополнительное обогащение железом и его распределение по всей толще. Однако необходимо подчеркнуть, что подобная равномерная «ожелезненность» и «буроцветность» толщ характерна только для аллювиальных и пролювиальных фаций осадков. Субаквальные озерные фации имеют желтовато-серую, белесоватую окраску, что обусловлено карбонатностью толщ. Но прослойки терригенных пород

сохраняют свои бурые тона и в озерных отложениях. Поэтому говорить о самостоятельной коре выветривания плиоцен-раннечетвертичного возраста можно пока лишь условно (Девяткин, 1965б).

С разрушением и сносом рыхлых продуктов донеогеновой коры выветривания из областей поднятий связано также большое содержание сильно выветрелых обломков. Количество выветрелого материала в осадках зависит и от геоморфологических условий. Так, у южного подножья Курайского хребта выветрелый обломочный материал в небольшом количестве (до 10%) приурочен к плиоценовым свитам (двум нижним свитам эоплейстоцена), в то время как пролювиальные раннечетвертичные отложения (верхний эоплейстоцен) его почти не содержат. На северном склоне того же хребта в долине р. Кубадру аллювиальные и пролювиальные отложения башкауской свиты имеют до 25—33% выветрелого материала. Такие различия объясняются тем, что южный склон хребта представлял собой крутой, непрерывно обновлявшийся тектонический уступ, с которого рыхлый материал был снесен в самом начале поднятий. Северный же склон хребта представлял собой слабо наклонную к Улаганской котловине поверхность.

На примере Чуйской котловины можно наметить общие закономерности накопления плиоцен-раннечетвертичных осадков Горного Алтая. Во-первых, происходило постепенное погружение материала снизу вверх по разрезу, смена озерных фаций аллювиальными и пролювиальными, захватывавшими все большие площади. Происходит таким образом постепенное сокращение области озерной седиментации, увеличение роли субаэральных фаций. Это стоит в прямой связи с ростом гор и постепенным вовлечением в области поднятий окраинных частей межгорных котловин. Во-вторых, распределение фаций плиоцен-раннечетвертичных отложений определялось структурно-геоморфологической обстановкой накопления. В областях горных хребтов эти осадки не сохранились. Можно предполагать, что они и не были там широко развиты вследствие энергичного размыва поднимающихся структур горных хребтов и постоянного выноса обломочного материала. Пролувиальные фации особенно широко развиты там, где сочленение областей поднятий и относительных погружений имело тектонический характер. Они особенно типичны для подножий хребтов Шапшальского и Чихачева (в Джулукульской котловине), Катунского хребта (в Чуйской и Курайской котловинах) и других мест. Мощность пролювия достигает здесь нескольких десятков метров, а местами и 200—300 м. Особенно большую роль играют грубые пролювиальные фации осадков в зонах совпадения «унаследованных» и «новейших» разрывных структур. Аллювиальные фации развиты преимущественно в тектонически более стабильных районах, локализуясь в долинах крупных рек. Озерные отложения занимают впадины, т. е. участки относительного погружения.

В результате разрывов и неравномерных перемещений первичная сводовая поверхность Алтая постепенно превратилась в мозаику блоков с ярусным расположением участков древней денудационной поверхности (рис. 5).

Общая максимальная амплитуда поднятия территории Горного Алтая к концу четвертичного периода достигла 3000—4000 м, причем на долю собственно плиоцен-раннечетвертичных движений приходится, видимо, не менее двух третей этой цифры. Величины деформаций определяются исходя из сравнения современного гипсометрического положения остатков поверхности доолигоценового эрозивно-денудационного рельефа неогеновых отложений с восстановленным положением их до начала поднятий. Зона сочленения гор Алтая с южной частью Западно-Сибирской низменности в тектоническом отношении была как бы относительно стабильной шарнирной осью, по обе стороны от которой преобладали дви-



Рис. 5. Схематический профиль рельефа Алтая между Чуйской впадиной и Шапшальским хребтом

жения разного знака. Средние абсолютные высоты ее рельефа (250—300 м) условно можно принять за относительный репер, от которого отсчитываются амплитуды поднятий и погружений.

Особенно велики были перемещения по разломам в зонах сопряжения хребтов и котловин. В Чуйской и Курайской котловинах поверхность древнего пенеплена с корой выветривания фиксируется под неогеновыми отложениями на абсолютных отметках около 800—1000 м (данные вертикального электрического зондирования), а в осевой части Курайского хребта, т. е. по другую сторону Карайского разлома, — на высотах около 3000—3500 м. Как видим, суммарная величина вертикального перемещения по этому разлому оценивается в 2500 м. По юго-западной и западной окраинам котловины неогеновые отложения залегают в западинах древнего денудационного рельефа на абсолютных высотах около 2800 м (р. Теустан) и около 2500 м (р. Агайры).

Амплитуда новейшего перемещения по Шапшальскому разлому в Джулукульской котловине составляет 1500—1700 м, по Южно-Алтайскому разлому — 2000 м, по Чарышко-Теректинскому — до 1500 м. С приближением к периферии Алтая величины плиоцен-раннечетвертичных (эоплейстоценовых) перемещений по разломам уменьшаются. По сообщению И. С. Чумакова (1963), амплитуды движений по сбросу Обручева в Лениногорской впадине на Рудном Алтае составляют первые сотни метров. Амплитуда неотектонических перемещений по разломам вдоль северного фаса Алтая, по данным О. М. Адаменко, также измеряется первыми сотнями метров.

Признаки надвигов палеозойских пород на верхнеплиоценовые глины отмечены Т. В. Кировой (1956) в низовьях р. Бухтармы, где смещения наблюдаются по омоложенному палеозойскому тектоническому шву. Следует заметить, что существенное участие глин в составе плиоцена Рудного Алтая позволяет допустить, что новейшие движения активизировались здесь несколько позднее, чем в Горном Алтае, где грубообломочные фации появились в среднем плиоцене. О. А. Раковец (1964) считала, что район Лениногорской котловины был вовлечен в интенсивные поднятия лишь в самом конце плиоцена и в раннечетвертичную эпоху.

В результате плиоцен-раннечетвертичных движений по зонам главных и оперяющих разломов прилегающие к ним участки были разбиты на блоки, давшие начало хребтам и котловинам, а палеогеновые осадки нередко были смяты в складки и разорваны. Приразломные части хребтов приобрели вид денудационно-тектонических уступов, которые начали расчленяться короткими крутыми эрозионными долинами. Часто отмечается ступенчатое строение уступов (юго-западные склоны Шапшальского, южные склоны Теректинского и Курайского, северные склоны Северо-Чуйского, Южно-Алтайского и Нарымского хребтов).

При анализе современного рельефа долин Алтая первое, что бросается в глаза, — это «неэрозионный» облик склонов крупных речных долин: чрезвычайно слабая расчлененность их, почти полное отсутствие высо-

ких террас, наличие уступов и неровностей тектонической природы на склонах. В этом отношении Алтай резко отличается, например, от гор Северо-Востока СССР, где склоны долин, как правило, сильно расчленены, хотя интенсивность новейшего поднятия и там и здесь приблизительно одинакова. Это можно объяснить более тесной связью речных долин Алтая с линиями тектонических нарушений.

Большинство морфологически оформившихся межгорных впадин приобрело резко выраженный асимметричный характер: крутой денудационно-тектонический приразломный борт и более спокойный, иногда осложненный нарушениями — противоположный. Особенно показательна эта асимметричность для Джулукульско-Сайгонышской, Чуйско-Курайско-Сорулукульской, Южно-Алтайско-Бухтарминской систем межгорных впадин. Причиной асимметрии часто является сочленение хребтов и впадин по крутым надвигам. Так, надвиг южного борта Курайского хребта на Курайскую и Чуйскую впадины был отмечен рядом авторов (Щукина, 1960; Лунгерсгаузен и Раковец, 1961; Девяткин, 1962). В последние годы этот надвиг палеозойских пород на кайнозойские отложения с амплитудой в сотни метров прослежен в районе Акташа по буровым и геофизическим данным почти непрерывно на 30 км (Бондаренко, Девяткин, Лискун, 1965). Надвиговый тип сочленения хребтов и асимметричных межгорных впадин характерен для зоны Шапшальского и Чарышко-Теректинского разломов (Шмидт, 1963), а также для Рудного Алтая (Кирова, 1956; Чумаков, 1963). При этом для Шапшальского, Курайского, Чарышко-Теректинского разломов отмечается развитие надвигов по северным бортам впадин, в направлении с севера и северо-востока на юг и юго-запад. Противоположное направление горизонтальных составляющих отмечается в районах Ивановского, Тигеревского, Нарымского хребтов и в других местах.

В. П. Нехорошев (1966) рассматривал одностороннее надвигание как характерную особенность глыбовых перемещений в четвертичное время.

Для плиоцен-раннечетвертичного этапа намечается некоторое изменение общего плана неотектонических деформаций против предшествующего периода. Если в позднем палеогене проявлялись движения преимущественно вдоль унаследованных зон крупных разломов, то в плиоцен-раннечетвертичное время были заложены и активизировались субширотные разломы. Особенно активными были перемещения в местах совпадения «унаследованных» и «молодых» субширотных разломов, например вдоль восточной части Курайского разлома, в Курайской и Чуйской котловинах. Субширотные нарушения лучше выражены в центральных и южных частях Алтая. Это — разломы, вдоль которых образовалась Нарым-Бухтарминская система впадин, лежащая у подножья уступа Южного Алтая, часть системы разломов, протянувшейся от Лениногорской впадины до Улагана, разломы вдоль южной окраины плато Укок и др.

Несовпадение простираения герцинских и новейших структур весьма показательно для Южного Алтая. Широко ориентированная система Нарым-Бухтарминских впадин и горст Нарымского хребта резко не согласуется с северо-западным простираем палеозойских структур. Такое расположение новейших структурных форм, по мнению В. Н. Огнева (1955) и Ю. П. Селиверстова (1961б), отражает влияние каких-то древних догерцинских структур, направления которых унаследованы в альпийское время, но не нашли отражения в герцинском плане. Южный Алтай, по их мнению, представляет собой складкообразную структуру, лишь осложненную разломами.

В. П. Нехорошев подверг справедливой критике это предположение о преобладающей роли новейших складчатых дислокаций Южного Ал-

тая. В последние годы было геологически доказано наличие разломов субширотного направления, ограничивающих северный борт Нарымского хребта. В 1956 г. Д. П. Авров обнаружил мощные тектонические брекчии вдоль зоны Нарымского разлома, а З. К. Нурбаев доказал древность его заложения по распределению фаций палеозойских отложений по обе стороны от него. Анализируя все геологические материалы по этому вопросу, В. С. Ерофеев (1965) отметил, что Нарымский разлом в альпийское время проявил себя как один из крупнейших тектонических швов, по которому возобновлялись вертикальные движения.

Можно заметить, что молодые тектонические движения качественно отличаются от движений предшествующего времени. Если в палеогене и неогене большая роль принадлежала сводовым деформациям, а движения по разломам носили подчиненную роль, то начиная с плиоцена стали преобладать разрывные нарушения. Неотектоническая структура Алтая приобрела глыбовый облик. В формах сопряжения хребтов и впадин ведущую роль стали играть разломы в виде сбросов, взбросов и надвигов, а сами структуры все больше стали приближаться к системе горстов и грабенов, что было отмечено еще В. А. Обручевым (1915). Только последовательное рассмотрение становления этих структурных форм в течение всего кайнозоя позволяет видеть всю сложность сочетания пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

В историческом аспекте выделяется несколько фаз усиления движений, которые запечатлелись перерывами в основании кызылгирской свиты и между бекенской и башкаусской свитами и отразились в слабой дислоцированности осадков этих свит.

С плиоцен-раннечетвертичными поднятиями связано энергичное эрозионное расчленение территории. Глубины вреза в Шапшальском, Курайском, Чихачева, Чуйских, Катунских хребтах, Южном Алтае достигли 1000—1200 м. С приближением к котловинам глубина расчленения уменьшается до 350—500 м.

Судя по тому, что бурые галечники плиоцен-раннечетвертичного возраста лежат почти во всех главных долинах ниже уровня современного их дна, речная сеть Алтая на рассматриваемом этапе не только занимала свое современное положение, но была врезана на большую глубину. Следовательно, перестройки направлений стока, устанавливаемые на основании исследования сквозных долин между верховьями Чулышмана и Шавлы (Калецкая, 1939), Башкауса и Чуи и в других местах (Ефимцев, 1961б), происходили не позднее, чем в раннем — среднем плиоцене. К плиоцен-раннечетвертичному этапу относится, по нашему мнению, и образование впадины Телецкого озера. Как известно, длительное время велась полемика между сторонниками тектонического и ледникового происхождения впадины (Бубличенко, 1937, 1939). К настоящему времени большинство исследователей Алтая пришло к заключению о тектонической природе озерной котловины (Яковлев, 1909, 1939, Рагозин, 1958; Лунгерсгаузен и Раковец, 1961; Девяткин, 1965). Механизм (разлом или грабен?) и время возникновения впадины еще подвергаются дискуссии. Н. А. Ефимцев (1961б) обосновал доледниковый возраст озера исходя из строения долин р. Чулышмана. Строение разреза отложений у пос. Беле показывает, что озеро существовало по крайней мере до последнего оледенения (Раковец и Шмидт, 1963; Девяткин, 1965), а по мнению С. А. Стрелкова, до максимального (среднечетвертичного) оледенения.

Результаты наших аэровизуальных наблюдений и анализ аэрофотоматериалов позволили уточнить, что впадина озера образовалась на месте системы узких грабенов. Последние оказались перекошенными, что вызвало появление наибольших глубин близ северного конца озера. В заливах Камга, Кыга и в устье Чулымшана дно грабенов постепенно вы-

ходит из-под уровня озера, и поэтому долины, занимающие грабены, имеют типичный ящикообразный профиль. Долины Чулышмана и Башкауса заложены вдоль тех же разломов, которые сыграли главную роль в образовании Телецкого озера. П. М. Бондаренко (1967) показал экспериментально, что система трещин, своим рисунком напоминающая очертания Телецкого озера и прилежащих долин, может возникнуть в процессе слабого сводового поднятия.

Таким образом, можно заключить, что масштабы расчленения и общий облик рельефа Алтая в конце раннечетвертичной эпохи были близки к современным. Рельеф отличался от нынешнего меньшей расчлененностью, отсутствием альпийских форм, преобладанием эрозионных, или эрозионно-тектонических ландшафтов на склонах хребтов и наличием останцов денудационно-эрозионных поверхностей на водоразделах. Окраины межгорных впадин были заняты крупными пролювиальными шлейфами, а центральные их части — неглубокими озерами или широкими речными долинами. Такой вывод поддерживался большей частью исследователей рельефа Алтая. Однако В. П. Нехорошев (1966), отводя главную роль в образовании гор собственно четвертичной тектонике, полагал, что в конце неогена наметились лишь основные контуры, но самого горного рельефа еще не существовало. Это замечание более справедливо для Рудного Алтая, но не может быть принято для территории Горного Алтая.

Предалтайская равнина. На протяжении этапа основного орогенеза, в конце плиоцена — начале четвертичного периода, произошло наиболее четкое морфологическое оформление современного фаса Алтая. Резко усилились поднятия гор вдоль Белокурихинского широтного разлома и относительное погружение низменности. Различная направленность движений оразилась в накоплении делювиально-пролювиальных фаций кочковской свиты — красновато-бурых известковых глин с большим количеством линз и прослоев щебня, гравия, неокатанного грубозернистого песка (см. фиг. 4). В устьевых частях логов и речек, стекавших с Алтая, конуса выноса сливались в широкий шлейф, почти непрерывно прослеживающийся вдоль фаса Алтая от долины Катунь до долины Чарыша. Ширина шлейфа достигает 10—15 км, а мощность слагающих его осадков колеблется от нескольких до 40—50 м.

Почти вся территория Степного Алтая в позднем плиоцене (в кочковское время) представляла собой низменную заболоченную озерно-аллювиальную равнину, в пределах которой в условиях медленного тектонического погружения происходило накопление озерно-аллювиальных и болотных синевато-серых иловатых суглинков, супесей и глин, содержащих линзы и прослой тонкозернистых слюдястых полимиктовых песков. Мощность отложений колеблется от 15—20 м в пределах поднятий и увалов до 40—60 м во впадинах и ложбинах. В зоне западных и северных предгорий и вдоль юго-западного склона Салаира наблюдаются весьма разнообразные переходы между озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными фациями.

Речная сеть в позднем плиоцене была достаточно развитой. Бия и Катунь выносили с Алтая большое количество грубообломочного материала (галечников и гравия с валунами), доходившего до района Бийска. Долина Оби в то время имела ширину до 50—60 км. Обь протекала северо-восточнее современного положения, направляясь от Бийска к Барнаулу, откуда она текла на запад. Алей к концу раннечетвертичной эпохи, видимо, терялся в озерной равнине, лежащей к северо-западу от Алтая.

Мощности аллювия рек бассейна Оби изменяются вниз по течению от 45—60 м вблизи Алтая и Салаира до 15—20 м в районе Барнаула и Камня.

Поскольку кочковская свита залегает на размытой поверхности глин, причем в основании ее лежат пески руслового облика (барнаульская пачка), вверх по разрезу материал свиты становится мельче, можно говорить о развитии интенсивных процессов размыва в начале рассматриваемого этапа развития рельефа.

Возрастные рубежи кочковского времени не являются установленными. Большинство исследователей (Ряпина, 1962б; Мартынов, 1962; Малолетко, 1963ж; Адаменко и Зажигин, 1965) считало, что оно охватило плиоцен и начало четвертичного периода. С. А. Архипов (1966) отнес его к плиоцену, соответственно понизив возраст краснодубровской свиты раннечетвертичной эпохи. Некоторые же исследователи допускают, что кочковское время охватывало только начало четвертичного периода. Однако в пользу этого свидетельствуют лишь некоторые особенности микрофауны, что, конечно, еще недостаточный признак для омоложения возраста.

Верхним членом разреза междуречных пространств Предалтайской равнины является краснодубровская свита, нижняя часть которой имеет раннечетвертичный возраст и прямую намагниченность осадков. В горной части Алтая ей, или ее нижней части, видимо, соответствует башкаусская свита. Такое сопоставление оправдывается сопряженностью процессов в двух смежных областях: усилению процессов вреза и размыва в горах соответствовала более интенсивная аккумуляция осадков на равнине.

Этап расчленения и начального воздействия оледенения (конец раннечетвертичной — начало позднечетвертичной эпохи)

Развитие рельефа в рассматриваемое время определялось продолжавшимися новейшими движениями, имевшими общую положительную направленность и значительную дифференцированность, и изменением климатической обстановки в сторону похолодания.

По вопросу о проявлении на Алтае самого древнего оледенения до сих пор существуют различные представления. Объектом дискуссии является башкаусская свита. Но, как было изложено в предыдущем разделе, отложения свиты более всего отвечают пролювию и аллювию горного типа, образованным в условиях умеренного климата. Поскольку пока не существует иных фактов в пользу развития оледенения в раннечетвертичную эпоху, вопрос о роли его в развитии рельефа следует оставить открытым, несмотря на вполне оправданное стремление выявить во всех областях Сибири следы единых крупных изменений географической обстановки.

О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) выделили раннечетвертичный эрозионный и нерасчлененный средне-верхнечетвертичный ледниковый рельеф. Однако из комплекса аккумулятивных ледниковых форм рельефа в большинстве районов Алтая можно выделить формы, относящиеся к последнему оледенению.

Ледниковые образования предпоследнего оледенения, условно сопоставляемого с самаровским, располагаются либо на кровле башкаусской свиты, либо непосредственно на палеозойских породах.

Районирование Алтая по степени развития ледниковой морфоскульптуры отличается от его морфоструктурного районирования. Здесь можно выделить следующие районы:

1) плоскогорья бассейна р. Чулышмана и Телецкого озера и прилегающая часть предгорий хр. Чихачева;

2) альпийские хребты бассейнов Катунь и Чуи;

3) плоскогорье Укок;

4) Южный Алтай и долина Бухтармы;

5) хребты водораздела Иртыша и Катунь;

6) Рудный Алтай и северная среднегорная часть Алтая.

Для бассейна р. Чулышмана характерны высокие плоскогорья, над которыми возвышаются сравнительно редкие альпинотипные хребты. Последние явились первыми центрами зарождения оледенений, покрывающих большие территории.

Предледниковые сероцветные отложения озерного типа, образовавшиеся на рассматриваемом этапе, встречаются в долине Башкауса близ устья р. Тускуль (данные Г. А. Шмидт) и в разрезе 125-метровой террасы Телеского озера у пос. Беле. По данным О. В. Матвеевой, они охарактеризованы лесным спорово-пыльцевым спектром с преобладанием в первом случае пыльцы кедра (45—90%), а во втором — ели (50—60%). Очевидно, эти осадки образовались до оледенения. Поскольку морена в разрезе у пос. Беле слагает верхние террасы, а достоверные следы верхне-четвертичного оледенения в низовьях р. Чулышмана не прослеживаются, вероятнее считать, что эта терраса сформировалась в среднечетвертичное время (отложения — до оледенения, уступ — после него). Таким образом, уровень озера от среднечетвертичного оледенения до настоящего времени снизился примерно на 130 м.

Конкретные особенности и степень преобразования долины р. Чулышмана в процессе среднечетвертичного оледенения могут быть восстановлены лишь по косвенным данным, так как ледниковый рельеф, созданный во время последнего оледенения, в основном уничтожил следы предыдущих процессов, к тому же эрозионный врез в верхней части долины р. Чулышмана в межледниковый век не имел большой амплитуды. В верхнем течении р. Чулышмана в толще ледниковых отложений выделяются две морены (Калецкая, 1948; Щукина, 1960; Девяткин, 1965; Раковец и Шмидт, 1963). Они разделены либо валунником мощностью до 6 м (р. Тобачек), либо гравийно-галечными отложениями (р. Саруртем). Нижняя морена, содержащая больше выветрелого материала, имеет буроватый оттенок, что, по мнению Е. В. Девяткина, объясняется захватом доледникового (плиоцен-четвертичного) аллювия. Состав обломочного материала в моренах несколько различен: в верхней преобладают породы Шапшальского хребта, в нижней присутствуют розовые граниты Чулышманского хребта. Обе морены слагают один и тот же геоморфологический элемент: всхолмленное дно широкой долины, борга которой незаметно переходят в склоны окрестных гор. Отсутствие здесь следов межледникового эрозионного вреза можно объяснить удаленностью от базиса эрозии, которым являлось Телеское озеро, но все же это снижает уверенность отнесения морен к двум самостоятельным оледенениям.

О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) считали, что две морены долины Чулышмана принадлежат двум стадиям среднечетвертичного оледенения. Такая трактовка, учитывая бедность палинологической характеристики и почти полное отсутствие палеонтологических данных, представляется правомерной для разрезов, где следы межморенного эрозионного вреза выражены слабо. Все же если сопоставить все районы Алтая, то широко общее развитие двух генераций ледниковых форм позволяет говорить о двух оледенениях — средне- и верхне-четвертичном.

Нижний отрезок долины Чулышмана начиная от устья Чулачи утрачивает морфологию, характерную для ледниковых долин, имея «ящикообразную» форму. Лишь вблизи р. Ак-Пулей заметны остатки ледниковых отложений, образующие террасовидный «прилавок» на высоте 120—150 м над дном долины. Сопоставляя его с близкой по высоте и

покрытой моренной террасой у пос. Беле на Телецком озере, можно заключить, что во время среднечетвертичного оледенения долины Чулышмана и его притоков были обработаны ледниками. Конец Чулышманского ледника располагался, вероятно, во впадине Телецкого озера. В районе истока Бии, где рядом авторов показывалась конечная морена (Щукина, 1960; Москвитин, 1946; Раковец и Шмидт, 1963), судя по наблюдениям Н. А. Ефимцева, С. Ф. Дубинкина и нашим, а также по составу керн буровых скважин, заложенных в долине Бии, характерных ледниковых образований нет, и вряд ли могло наблюдаться длительное стабильное положение ледникового края. Судя по валунно-крупногалечному составу отложений, 60-метровая терраса Бии в районе р. Пыжи сформирована за счет перемыыва ледникового материала, но ледники сюда, видимо, не распространялись, как это и предполагал А. В. Живаго.

Водораздельные плато и плоскогорье в бассейне Чулышмана и на запад вплоть до Курайского хребта несут следы ледникового выравнивания, а местами — аккумулятивные образования, часть которых относится к среднечетвертичному оледенению.

В межледниковый век, предшествовавший последнему оледенению, в долинах бассейна Чулышмана происходил врез, достигший величины 100—120 м, но не дошедший до верховьев реки, где, как это было отмечено выше, морены двух оледенений налегают друг на друга с явным размывом, но без следов интенсивного вреза речной сети. В настоящее время нет оснований допускать существенную перестройку рельефа и гидросети, происшедшую на данном этапе.

В долине р. Башкауса следы ледникового воздействия выражены очень слабо. Склоны долины больше отражают влияние разлома, к которому она приурочена: поперечный профиль долины изменчив, но нигде не имеет троговой формы.

В пределах Улаганской котловины и в долине Кубадру к среднечетвертичной эпохе относится нижний горизонт морены или перемытой морены мощностью 10—12 м, в котором преобладают валуны пород, развитых на Курайском хребте (Щукина, 1960; Девяткин, 1965; Раковец и Шмидт, 1963).

У подножья высокогорных хребтов бассейна Чун — Северо-Чуйского и Южно-Чуйского — следы среднечетвертичного оледенения в виде сглаженных моренных холмов или размытых шлейфов конечных морен обнажаются из-под свежих краевых образований позднечетвертичных ледников. Обычно первые были ненамного длиннее вторых, но в долине Чагана среднечетвертичный ледник был, по-видимому, на 10—15 км длиннее позднечетвертичного.

В устьевой части долины р. Чаган-Узуна наблюдается сглаженный грядово-волнистый рельеф. В плане отдельные гряды выпуклы вниз по течению реки. Относительная высота гряд 3—8 м, расстояние между их гребнями около 30—50 м. В разрезах обнажается несортированный валунно-галечно-щебнистый материал, в котором беспорядочно лежащие крупные глыбы местных пород, в том числе цветных палеогеновых глин, чередуются с хорошо окатанными валунами и галькой гранита и зеленокаменных пород. Значительная часть обломков сильно выветрела и распадается при ударе. Встречаются валуны со следами штриховки. Е. В. Девяткин отметил признаки смятий и надвыгов в морене. Судя по приведенным литологическим особенностям отложений и геоморфологическому положению, краевые ледниковые формы рельефа близ устья р. Чаган-Узуна образованы оледенением более древним, чем позднечетвертичное.

В Курайской степи аналогичные следы среднечетвертичного оледенения обнаружены у выхода из долины р. Тетю и в других местах.

Моренный наложенный рельеф, возникший во время среднечетвертичного оледенения в Чуйской впадине, преобразован не только процессами субаэральной денудации, но и деятельностью озерного бассейна, который мог существовать во впадине в среднечетвертичную эпоху. Строго говоря, наличие озерного бассейна предполагается лишь исходя из появления аналогичной обстановки во впадинах во время каждого оледенения. Поэтому можно допустить, что Чуйская котловина превращалась в ледниково-подпрудный бассейн при перегораживании Чуи ледниковыми языками, спускавшимися с Курайского хребта по долинам Куянтанара и других рек. Озерные и аллювиальные отложения, слагающие дно Чуйской впадины, с трудом поддаются расчленению, имеют бедную палинологическую характеристику и сами по себе не дают ответа на вопрос о времени существования озер.

Е. В. Девяткин (1965) выделил среднечетвертичную морену в долине р. Жасатера, где на высоте около 120 м над дном долины встречены плотные буроватые валунно-галечные отложения мощностью до 8 м.

В долинах северного склона Катунского хребта, по наблюдениям Л. Н. Ивановского, А. И. Музиса и других, встречаются «прилавки», сложенные ледниковыми отложениями на высоте 200—400 м над дном долин, на котором лежат ледниковые образования последнего оледенения. Судя по тому, что в этих долинах за пределами распространения хорошо выраженных морен последнего оледенения не наблюдается никаких следов более дальнего продвижения льдов (Раковец и Шмидт, 1963), можно предположить, что упомянутые «прилавки» — следы, среднечетвертичного оледенения, языки которого имели не большую протяженность, чем позднечетвертичные, но во времени были отделены от него межледниковым периодом эрозионного вреза с амплитудой до 300 м.

В долине р. Аргута еще В. А. Обручевым (1915) установлена морена в древнем участке долины, лежащем сейчас на высоте 300 м над современным урезом воды. На этой же высоте открывается в главную долину приток р. Аргута — р. Куркуре.

Еще выше — до 550—600 м над руслом Аргута — располагаются следы древнего трога на участке между устьями рек Иедыгема и Коира. О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) восточнее линии Чарышко-Теректинского глубинного разлома отметили резкий перегиб продольного профиля русла Катунки и резкое уменьшение высоты расположения элементов среднечетвертичной ледниковой долины. По долине Катунки последние признаки среднечетвертичного оледенения отмечены В. Е. Поповым (1954б) в урочище Сок-Ярык (выше устья Аргута), где на высоте до 200 м над уровнем реки к склонам прислонены останцы террасы, сложенной мореной и перекрытой галечниками.

В районе устья Чуи в долине Катунки прекрасно выражена серия (до 30) локальных террас высотой до 300—350 м. Поскольку этот участок пересекается Чуйским трактом, террасы упоминались очень многими исследователями. Л. А. Рагозин (1942), выделив 16 террас, считал их нормальными речными. Л. Н. Ивановский (1948, 1953) насчитывал до 30 террас и относил их к позднечетвертичной эпохе. Е. Н. Щукина (1960) связывает их образование с ледниковой подпрудой Катунки во время «майминского» (последнего среднечетвертичного) оледенения. Н. А. Ефимцев (1964) выделил две толщи, слагающие террасы, ининскую гравийную слоистую озерно-аллювиальную, в которую врезаны верхние террасы, и сальджарскую валунно-галечниковую, вложенную в ининскую и слагающую террасу высотой 60 м. Ининская толща мощностью до 300—320 м подстилается бурыми галечниками башкаусской свиты.

В долине Чуи террасовидная ступень («прилавок»), сложенная валунно-галечниковыми отложениями, наблюдается на высоте 160—170 м



Рис. 6. Вид вверх по долине р. Чуи в районе пос. Чибит. На заднем плане слева видны остатки морены среднечетвертичного оледенения и конечная «чибитская» морена позднечетвертичного оледенения. На переднем плане низкие террасы р. Чуи. Фото Е. В. Девяткина

над мореной позднечетвертичного оледенения у пос. Чибит (рис. 6). Ниже по долине следов воздействия позднечетвертичного оледенения нет, но слабо выраженные в рельефе моренные отложения еще встречаются до пос. Ербалык. Предположительно их следует связывать с среднечетвертичным оледенением. Ниже пос. Ербалыка в долине р. Чуи вовсе нет признаков былого оледенения, но зато на высоте около 150 м встречаются фрагменты террасы, сложенной гравийно-галечными осадками. Л. Н. Ивановский (1956в) считал, что в нижней части долины Чуи наблюдается расщепление террас вследствие активных поднятий этого участка и что верхние террасы низовьев р. Чуи должны сопоставляться с низкой водноледниковой террасой, прилегающей к чибитской морене. Если же не принимать во внимание небольшие перегибы продольного профиля, считая обычным и закономерным отмеченный еще Ю. А. Кузнецовым (1939) наклон террас, то правильнее сопоставлять верхние террасы низовья Чуи с упомянутым «прилавком» в районе Чибита. Последнее мы считаем более вероятным, так как гравийные осадки ининской толщи, в которой вырезаны верхние террасы, имеют текстурные признаки, свидетельствующие, по мнению Е. В. Шанцера, о формировании их в приледниковом бассейне.

Таким образом, формирование озерно-аллювиальных осадков ининской толщи должно было завершиться ко времени таяния ледников среднечетвертичного оледенения. Нижний предел времени образования ининской толщи определяется наложением ее на размытые отложения башкаусской свиты. Отсутствие достоверных признаков ледниковой подпруды Катунь заставляет рассматривать вопрос о тектонической причине образования подпрудного бассейна.

Н. А. Ефимцев (1965) выделил реликты террас, соответствующих верхним террасам района р. Инь, во всей нижней части долины Катунь. Он также полагал, что аналогичные осадки существуют в Уймонской, Усть-Канской и других котловинах Алтая. Формирование ининской толщи он связал с региональным прогибанием Горного Алтая, происходившим в раннеплейстоценовую эпоху. Возможность ее синхронизации со среднечетвертичным оледенением Н. А. Ефимцев отверг на основании небольшого содержания в ней пелитового материала. Это заключение вряд ли справедливо. Фактически ниже по с. Яломан высокие террасы в долине Катунь встречаются так редко и лишь фрагментами, что сопоставление их с ининскими является чрезвычайно условным, не говоря уже о сопоставлении с отложениями межгорных впадин. Поэтому террасы района Инь мы рассматриваем как локальные. Наличие «ледникового ила» в осадках, вопреки мнению Л. Н. Ивановского (1953), мы не считаем строго неизменным признаком ледниковых эпох, так как нередки случаи, когда из-под современных ледников текут чистые воды, содержащие мало взвеси. Поэтому, допуская, что формирование ининской толщи началось в среднечетвертичное время, мы полагаем, что закончилось оно, как указано, во время оледенения. Причиной подпруды р. Катунь можно считать тектоническое перемещение блока палеозойских пород, расположенного к северу от устья Чуи. В процессе спуска водоема в долине Катунь и в устьевых участках рек Чуи, Инь и других ее притоков образовалась серия террас, вырезанных в ининской толще. К началу позднечетвертичного оледенения врез на этом участке Катунь достиг современного уровня реки.

Плато Укок, по всей вероятности, служило центром накопления льда в среднечетвертичную эпоху, причем расположение растекающихся отсюда ледников могло отличаться от эпохи более позднего оледенения. По мнению Е. В. Девяткина (1965), ледниковый язык среднечетвертичного оледенения заполнял, очевидно, все расширение долины, занятое ныне Самахинской степью, и оставил морену на террасовидной поверхности, прослеживающейся вдоль склона долины р. Коксу на высоте 50—55 м над флювиогляциальной террасой последнего оледенения. Морена содержит до одной четвертой части сильно выветрелых валунов, а в нижней части имеет буроватый цвет, видимо, за счет асимилиации бурых галечников и песков, подстилающих морену и лежащих в свою очередь на миоценовых отложениях кошагачской свиты. Следует отметить, что на более низких уровнях, вскрытых эрозийным врезом р. Коксу, нигде не были встречены ни миоценовые, ни раннечетвертичные отложения, видимо, уничтоженные предледниковой эрозией и оледенением. Возможно, в долину р. Коксу в среднечетвертичную эпоху опускался более мощный ледниковый язык, чем в позднечетвертичную. По наблюдениям С. Ф. Дубинкина (1941); а также Г. А. Шмидт, на плато Укок и на междуречье Жасатера и Ак-Алаха за пределами хорошо выраженного моренного рельефа встречаются эрратические валуны, состоящие из пород, отсутствующих в районе. Наиболее вероятно, что они связаны со среднечетвертичным оледенением. О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) почти весь ледниковый аккумулятивный рельеф, развитый на плато Укок, отнесли к эпохе среднечетвертичного оледенения, считая, что позднечетвертичное оледенение лишь обработало от-

дельные речные долины. Ввиду отсутствия межморенных отложений и каких бы то ни было палеонтологических данных, точно решить этот вопрос не представляется возможным. Однако, проводя аналогию с прилежащими районами и учитывая свежесть моренного рельефа, мы считаем более обоснованным, что весь наложенный ледниковый мезорельеф плато Укок создан в процессе позднечетвертичного оледенения.

В пределах Южного Алтая и долины р. Бухтармы следы ледникового преобразования рельефа в среднечетвертичную эпоху выявляются в значительной степени условно. К ним относится водноледниковая терраса урочища р. Бухтармы возле пос. Урыль (Селиверстов, 1959). Можно допустить, что она была частично сформирована во время среднечетвертичного оледенения, когда льды проникали сюда не только с юга, но и с востока, срезая излучину р. Бухтармы.

Вдоль долины р. Бухтармы на большом протяжении наблюдается отчетливая ступень на относительной высоте 400—600 м, которую В. В. Резниченко (1914) и Ю. В. Пинус (1938) рассматривали как дно трога среднечетвертичного оледенения. Еще дальше в этом направлении пошел Ю. П. Селиверстов (1959), выделивший в долине элементы трех вложенных друг в друга трогов: среднечетвертичного и двух позднечетвертичных. Остатки наиболее древнего трога (среднечетвертичного урыльского оледенения) в виде наклонных ступеней на склоне гор Южного Алтая лежат на высоте около 800 м над дном долины, а ширина троговой долины должна быть более 5 км. Трог предпоследнего оледенения (кинжирского) имеет ширину до 5—7 км, а его дно прослеживается на высоте 400 м над долиной. Наконец, льды последнего (катунского) оледенения, по мнению того же автора, вмещались в долину, врезанную во время второго позднечетвертичного межледниковья.

В результате полевых наблюдений и сопоставления фактического материала приведенную схему идеализированных трогов Ю. П. Селиверстова пришлось в значительной степени пересмотреть. Плоские или наклонные ступени, тянущиеся вдоль северного склона горных хребтов Южного Алтая и долины р. Бухтармы, нельзя рассматривать как днища трогов прежде всего потому, что они распространены и в той части долины, куда ледники, по единодушному мнению всех исследователей, не проникали. Поверхность ступени, лежащая на большом протяжении на высоте около 400 м над дном долины Бухтармы, прослежена нами из внеледниковой зоны до истоков реки, где эта поверхность является поверхностью Укокской межгорной котловины, в которую река врезана на небольшую глубину. Окатанный обломочный материал, встречающийся на этой ступени, имеет в разных районах различное происхождение: ледниковое — в верховьях Бухтармы и на плато Укок, водноледниковое и аллювиальное — в ее среднем течении. Наконец, допущение о трехкратном последовательном уменьшении масштабов оледенения, вытекающее из принятой Ю. П. Селиверстовым системы вложенных трогов, не согласуется с его же наблюдениями о пределах распространения оледенений, а глубокие врезы не находят себе коррелятивных отложений.

Таким образом, в долине Бухтармы нельзя выделить ни следов непосредственного влияния среднечетвертичных ледников, ни эрозионного вреза в межледниковое время. Пределы распространения ледников, видимо, были близкими во все ледниковые эпохи.

На междуречье Катунь и Иртыша следы влияния среднечетвертичного оледенения слабо заметны. К ним можно отнести, вслед за О. А. Раковец и Г. А. Цимидт (1963), размытые морены и рассеянные валуны на Теректинском, Тигирекском и Холзунском хребтах. Ледниковые формы последнего оледенения располагаются там в эрозионных долинах.

Самый западный очаг оледенения — Ивановский хребет — в среднечетвертичную эпоху подвергся воздействию ледникового купола, от которого отходили языки, выработавшие пологие трюги в долинах рек бассейна верховья Ульбы. Ледниковые отложения в них нередко перекрыты лёссами.

В северной части среднегорья Алтая, не подвергавшейся воздействию оледенения, в среднечетвертичную эпоху, по данным Е. Н. Щукиной (1960), сформировались четвертая и пятая террасы, сложенные галечниками и несущие покров делювия и лёссовидных палево-бурых суглинков. Высота террас от 40 до 80 м.

В области скалистых увалов и межгорных впадин Рудного Алтая на рассматриваемом этапе развития рельефа формировалась нижняя часть лёссового покрова. В происхождении лёссов Н. И. Кригер (Кригер, Чумаков, Терехина, 1961) выделил стадию эолового осаждения и последующую стадию переотложения с участием временных водотоков и процессов плоскостного смыва. Поскольку в основании лёссовой толщи, слагающей вторую террасу Иртыша и пологие увалы, лежит аллювий с остатками трогонтериевого слона (Чумаков, 1957; Никитюк, 1957), формирование лёссовых покровов происходило в среднечетвертичное время.

Изложенный материал показывает, что на территории Алтая для ранне-среднечетвертичной эпохи не установлено следов очень интенсивного вреза рек, который можно было бы назвать эрозионным циклом. Как правило, на дне долин лишь в редких случаях сохранились среднечетвертичные отложения, хотя уровень эрозионного вреза в эту эпоху был очень близким к уровню вреза рек на предшествующем этапе, в конце плиоцена — начале четвертичного периода.

Современный уровень тальвегов долин также обычно близок к уровню дна раннечетвертичных долин, из чего можно заключить, что процессы аккумуляции и выноса в среднечетвертичное время были уравновешены. Это равновесие определялось, с одной стороны, мощной ледниковой аккумуляцией и с другой — активной речной эрозией под влиянием продолжавшегося тектонического поднятия. Однако можно привести примеры резкого углубления долин на данном этапе (до 200—500 м), что связано с дифференцированными движениями земной коры.

Дифференцированные местные подвижки часто приурочены к зонам разломов, в частности к участкам совпадения двух или нескольких линий разрывов. Е. В. Девяткин (1965) считает наиболее активными подвижки вдоль Курайской тектонической зоны, например в районе пос. Акташ. Здесь буровые работы и расчистки, произведенные в последние годы П. М. Бондаренко и В. П. Бурлакиным, подтвердили наличие надвига силурийских пород на морену среднечетвертичного оледенения, что было установлено еще в 1939 г. А. С. Мухиным и В. А. Кузнецовым, но потом оспаривалось А. И. Москвитиным (1946а) и Е. Н. Щукиной (1956). По материалам бурения (Бондаренко, Девяткин, Лискун, 1965) надвиг прослежен на протяжении нескольких километров вдоль грабена, заполненного рыхлыми кайнозойскими отложениями. Резкие уступы Курайского хребта отражают поднятие, которое продолжалось, несомненно, в среднечетвертичную эпоху и в последующее время. Плиоцен-раннечетвертичные отложения, развитые вдоль подножья Курайского хребта в Чуйской впадине, дислоцированы с углами наклона до 35°, а местами нарушены сбросами с амплитудой до 100 м. Эти нарушения отражают перемещения глыб палеозойского основания в зоне сочленения Курайского хребта с Чуйской и Курайской котловинами. Движения, обновлявшие разломы вдоль палеозойского горста, отмечаются в низовьях р. Чаган-Узун, где они отразились в распределении

и частичном изменении залегания среднечетвертичной морены и в усиленном росте оврагов (Девяткин, 1965).

Аналогичные подвижки вдоль Чарышско-Теректинского разлома отражаются в ступенчатом строении южного склона Теректинского хребта (Шмидт, 1963) и в упомянутом выше изменении амплитуды межледникового вреза в бассейне верхнего течения Катуня.

Подвижки в субширотной системе разломов, к которой принадлежит «обручевский» сброс у северного подножья Ивановского хребта, определили интенсивный врез в среднечетвертичную морену (на 200—400 м за межледниковый век) в районе Лениногорской впадины и вдоль северного подножья Катунского хребта. В грабене вдоль долины Кубадру, приуроченном к тому же структурному шву, оказались разорванными и смещенными раннечетвертичные осадки и среднечетвертичная морена. Перемещение сложной мозаики горстов и грабенов в среднечетвертичное время продолжалось и в Южном Алтае, где, однако, трудно определить их амплитуду.

Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961) выделили в пределах Горного Алтая две области наиболее активных положительных сводовых поднятий в средне- и позднечетвертичную эпохи: высокогорный узел Катунского и Чуйского хребтов и район Чулышманского плоскогорья с прилегающими хребтами Чихачева, Шапальским, Курайским. Поднятие первого, как указывалось выше, устанавливается по морфологии хребтов и признакам межледникового эрозионного вреза. Амплитуда поднятия Чулышманского плоскогорья оценивается авторами в 700—800 м. Выделение этой сводовой структуры является спорным. Нам она представляется гетерогенной и более сложной, чем ее изображали Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец. Разрывные дислокации, обрамляющие свод, относятся, как отметил Е. В. Девяткин (1965), к разным древним структурным элементам: разлом по р. Кубадру является частью субширотного разлома; Чейбеккульский разлом и Сорлукульский грабен являются результатом четвертичного обновления части палеозойской зоны Курайского разлома; грабен Телецкого озера, входящий в систему Чулышманского разлома, возник в плиоцене, а в среднечетвертичную эпоху здесь происходили относительно слабые подвижки. Трудно согласиться и с тем, что движения, происходившие в средне-позднечетвертичную эпоху, закрыли пути стока из Чуйской котловины в Монголию. Никаких геоморфологических доказательств такой недавней перестройки рек нет. Как уже указывалось, иное направление стока главных рек могло существовать только в доплиоценовое время.

Примеры проявления среднечетвертичных движений, приведенные Г. Ф. Лунгерсгаузеном и О. А. Раковец (1961), несомненно, говорят о неослабевающей активности тектонических процессов. Различие в активности одних и тех же центров оледенения в средне- и позднечетвертичную эпохи отчасти объясняется эффектом различной величины поднятия за межледниковый век.

Предалтайская равнина с середины или конца раннечетвертичной до конца среднечетвертичной эпохи представляла собой, как и прежде, преимущественно озерно-аллювиальную равнину — область накопления осадков краснодубровской свиты и аллювиальных аналогов ее верхних горизонтов — монастырской свиты, бобковских и белореченских слоев.

На протяжении среднечетвертичной эпохи происходила смена режима движений, что обусловило ослабление и прекращение площадной аккумуляции и переход к формированию долин.

Краснодубровская свита слагает верхние горизонты обширного Приобского плато. Она образовалась в озерно-аллювиальных условиях

с большой долей поступления материала эоловым путем и в процессе делювиального сноса с гор и возвышенностей. По мнению С. А. Архипова, период образования красnodубровской свиты охватывает часть раннечетвертичной эпохи, всю среднюю и даже начало позднечетвертичной эпохи. О раннечетвертичном возрасте ее нижних горизонтов свидетельствуют находки А. И. Малолетко фауны уннионид и корбикуль, а также «дорисский» облик свойственных ей водных папоротников. Средняя часть красnodубровской свиты, сложенная лёссовидными породами, по заключению большей части исследователей либо отвечает веку среднечетвертичного оледенения, либо формировалась в течение более длительного отрезка времени. О. М. Адаменко склонен рассматривать ледниковые века как пльвиальные, относя максимумы развития эоловых процессов к сухим и более теплым межледниковым векам.

В среднечетвертичную эпоху в предгорьях Алтая возникли крупные речные долины шириной до 50—70 км (Адаменко, Малолетко, 1963), погребенные ныне под более молодым позднечетвертичным аллювием. Среднечетвертичные речные отложения, выделенные в монастырскую свиту (Адаменко, 1963в), вскрываются скважинами почти во всех современных долинах. В составе аллювия преобладают грубообломочные, часто плохо окатанные породы: гравий с галькой и валунами, грубозернистые полимиктовые пески с редкими линзами старичных илов или суглинков. Мощность аллювия по долине Оби постепенно уменьшается с юга на север от 40—60 до 15—20 м.

В зоне предгорий Алтая и Салаира и на Обь-Чумышском плато аллювий монастырской свиты врезан в нижнечетвертичные отложения нижней части красnodубровской свиты и перекрывается аллювием пятой надпойменной террасы р. Оби, которая датируется второй половиной среднечетвертичной эпохи.

В предгорьях Алтая основные реки занимали положение, близкое к современному, например Иртыш. С Рудного Алтая в монастырское время текла река («Палео-Алей») на запад, в сторону Кулундинской аллювиальной равнины. Вдоль южного подножья Колыванского хребта ее долина проходила к югу от нынешней долины р. Алей. От сел Локоть и Веселый Яр древняя долина Алей уходила прямо на запад, огибая с севера выступы палеозойского фундамента в пределах Степановского поднятия. Эта река выносила с гор Рудного Алтая массу плохо окатанного грубообломочного материала — гравия и щебня с гальками и валунами. По-видимому, именно в это время была сформирована основная часть осадков кулундинской свиты.

Влияние самаровского оледенения проявилось в похолодании, увеличении влажности и появлении таежных лесов в степной зоне.

Среднечетвертичное оледенение в средней части Западной Сибири проявилось, как известно, в виде двух стадий (или оледенений) — самаровской и тазовской. Межледниковому, или межстадиальному, интервалу, по мнению О. М. Адаменко, могут соответствовать сближенные горизонты погребенных почв, разделяющие среднюю и верхнюю подсвиты красnodубровской свиты в разрезах Приобского плато. Во второй половине среднечетвертичной эпохи, когда на севере Сибири наступила тазовская стадия оледенения, в южной степной зоне после аридного межстадиала вновь возникли достаточно влажные (пльвиальные) условия.

Волна поднятий продолжала распространяться в это время с гор на прилегающие участки низменности. В результате изменения направленности движений возникло Приобское плато, с того времени и доныне остающееся положительным морфоструктурой. Поднятия Алтая вызвали усиление эрозионной деятельности рек. К концу среднечетвертичной эпохи относят заложение параллельных ложбин стока, формируемых ре-

ками Алеем, Барнаулкой, Касмалой, Верхней и Нижней Кулундой и др. Часть из них стекала в крупное озеро, возникшее в Центрально-Кулундинской впадине. Другая часть (Барнаулка, Касмала, Алей) объединялась в крупную реку, стекавшую с Рудного Алтая и уходившую в Кулундинское озеро.

Аллювий тазовского века в Алейской долине выделен в бобковскую свиту. Она представлена иловатыми песками и супесями мощностью до 20—25 м, которые к югу и юго-востоку от г. Рубцовска сменяются гравийными и щебнистыми песками, гравием с гальками и валунами. Очевидно, сюда, в район с. Веселый Яр, какая-то речка выносила большое количество грубообломочного материала. В бобковской свите встречены остатки тундровой или альпийской флоры, что дает возможность отнести ее формирование к холодному времени. Стекавшие с Алтая реки Чарыш, Ануй, Песчаная, Каменка и особенно Катунь и Бия выносили огромное количество грубообломочного материала, образовавшего обширный шлейф на предгорной равнине. Бия и Катунь сливались в 30 км к востоку от г. Бийска, на дороге с. Сrostки. В конце среднечетвертичной эпохи в долинах Бии, Катуны и Оби сформировалась пятая надпойменная (Бийская) терраса (Адаменко и др., 1963). Она имеет высоту 60—80 м и ширину до 15—20 км, прослеживаясь в северо-западном направлении от Бийска до Барнаула в виде пологоволнистой достаточно расчлененной равнины. В основании ее разреза лежит русловой аллювий — гравийные пески мощностью до 15—20 м. Выше залегает несколько аллювиальных пачек песков и супесей мощностью по 10—20 м. Общая мощность аллювия бийской террасы превышает нормальную мощность аллювия такой реки, как Бия, что можно объяснить опусканием блока фундамента, к которому приурочена обская долина. Многочисленные речки, стекавшие в «Бийское время» с Обь-Чумышского плато в обскую долину, сформировали мощную толщу песчаного аллювия большебереченской свиты, которая сочленяется с аллювием пятой надпойменной террасы Оби.

Главный этап формирования ледниковой морфоскульптуры в горах (век позднечетвертичного оледенения) и развития речных долин

Последнее большое четвертичное оледенение оставило очень яркие следы в современном рельефе Алтайских гор. В это время сформировались в основном геоморфологические элементы мезрельефа: вогнутые экзарационные склоны долин, кары, аккумулятивные холмы и гряды, объединяющиеся в моренные поля, водно-ледниковые и речные террасы и т. п. В разных областях рельеф был преобразован в различной степени.

В бассейне Чулышмана, Телецкого озера и в прилегающей части хребта Чихачева существовали самые различные морфологические и динамические типы оледенения, роль которых в преобразовании рельефа изменялась от консервации подстилающей поверхности до интенсивной ее переработки.

Одним из главных центров оледенения явился Шапшальский хребет, откуда льды распространялись в Джулукульскую котловину и, заполнив ее, спускались по долине р. Чулышмана. Получая дополнительное питание от многочисленных боковых ледников, Чулышманский ледник достигал в длину до 220 км.

Шапшальский хребет, несущий небольшие ледники и в настоящее время, имеет альпийский рельеф: зубчатые гребни, карлинги, обилие каров, нередко образующих каровые лестницы, трог и т. д. Сходные следы ледникового рельефа имеет Абаканский хребет, являющийся северным продолжением Шапшала, и северная часть хребта Чихачева.

Наиболее интересно происходило образование ледникового аккумулятивного рельефа в ледомах — межгорных впадинах, которые заполнялись льдом, находившим выход в каком-то одном, реже — в двух направлениях. В Джулукульской, Тархатинской и некоторых других межгорных впадинах, а также в расширениях речных долин (Буйлюгема, Бухтармы и др.) существовали такие ледоемы.

Лучше всего история формирования наложенного ледникового рельефа запечатлелась в Джулукульской котловине. Поэтому мы рассмотрим его наиболее подробно.

В комплекс ледникового рельефа Джулукульской котловины входят следующие главные элементы:

а) аккумулятивный рельеф, образованный в процессе таяния «омертвевшего» ледникового покрова, занимавшего всю центральную часть котловины, которая являлась ледоемом;

б) система камовых террас по окраинам котловины;

в) боковые морены, лежащие на склонах выше камовых террас;

г) аккумулятивный рельеф типа конечных морен и водно-ледниковых холмов, обрамляющий центры горного оледенения;

д) участки развития озерных осадков, преобразованные перигляциальными процессами.

Доледниковое дно Джулукульской котловины имеет пологоувалистую денудационную поверхность. Абсолютные отметки котловины 2100—2300 м с общим уклоном к северо-западу, отдельные высокие увалы по краям поднимаются до 2500 м (г. Макату), в то время как высота хребтов Чихачева, Чулышманского и Шапшала превышает 2700—3000 м, достигая 3500 м.

Дно котловины почти всюду покрыто рыхлыми отложениями: мореной, преимущественно абляционного характера, водно-ледниковыми и озерными отложениями. По внешнему виду это обширное поле низких пологих гряд и холмов, понижения между которыми либо плоские, либо заняты озерами. Отдельные гряды в виде пологих озв высотой 5—15 м и длиной 1—3 км расположены то среди пологохолмистого рельефа, как бы сливаясь с ним, то переходят на склоны денудационных возвышенностей, то оконтуривают отдельные участки холмистого рельефа. Холмы и гряды сложены несортированными песчано-гравийно-галечными осадками с валунами.

Среди холмов и гряд довольно много озер, которые группируются в системы, занимающие ложбинообразные понижения (например, система озер Макату). Нередко вдоль узкого вытянутого озера располагается озовая гряда, находящаяся с ним в генетической связи; оз возник путем заполнения осадками трещины или ложбины на поверхности ледника, озера — в результате размыва подледниковым потоком, проникшим сквозь лед в процессе деградации ледникового покрова. Ложбины с цепочками озер, несомненно, выработаны тальными водами: их дно часто покрыто сплошным валунником.

Плоские участки, сложенные с поверхности пылеватыми суглинками, — следы озер, существовавших в поздне-последледниковое время.

Основной объем ледника, заполнявшего Джулукульскую котловину, образовался за счет продвижения льдов со стороны Шапшальского хребта, о чем говорит расположение прерывистых валов конечных морен на денудационных увалах между озерами Джулукуль и истоками

р. Могун-Бурень. Есть также признаки движения ледников с запада и северо-запада при частичном таянии льдов в котловине.

Камовые террасы являются чрезвычайно характерным и своеобразным элементом Джулукульской котловины. Они недаром привлекали внимание всех исследователей этого района (Н. А. Ефимцева, Е. В. Девяткина, В. П. Нехорошева, М. С. Калецкой и др.). Ровные или слегка наклонные, местами осложненные холмами террасы особенно хорошо выражены у подножья Шапшальского хребта и к северу от долины р. Богояш. Ширина площадок террас варьирует от десятков метров до 150—200 м. Относительная высота их, расположенная над дном Джулукульской котловины и тальвегом долины Чулышмана, увеличивается в направлении к северо-западу от 15—20 до 100—150 м, так что на левом склоне долины истоков р. Чулышмана камовая терраса, прислоненная к денудированному склону, как бы висит над холмистым дном долины, расположенным значительно ниже. Вместе с тем выдержанность абсолютных отметок камовых террас — около 2220—2240 м — указывает на существование единого водоема кольцевой или полукольцевой формы, лежавшего между потерявшим подвижность льдом и склонами горного обрамления котловины. Однако на многих участках у подножья Шапшальского хребта наблюдается не одна терраса, а несколько слегка различающихся по высоте, что можно объяснить особенностями аккумуляции, вызванными колебаниями уровня в связи с местной временной изоляцией отдельных частей кольцевого бассейна.

В составе отложений камовых террас преобладают разнозернистые пески с гравием и галькой. С поверхности они часто подвергаются развеванию.

Соотношение камовой террасы и моренных холмов в разных участках обрамления Джулукульской котловины различно. У подножья Шапшала терраса сменяется вверх по склону ледниковыми холмами, несколько более молодыми по возрасту. С другой стороны, одновременное формирование абляционной морены и флювиогляциальной террасы наблюдалось нами в долине р. Богояш, открывающейся в Джулукульскую котловину. Здесь от главного ледяного поля Джулукульского ледоёма в долину вдавался маломощный язык омертвевшего льда, который размывался потоками талых вод, текшими вниз по долине. Эти потоки образовывали галечно-песчаные камовые террасы по обе стороны от ледниковой лопасти. В процессе размыва ледниковая лопасть была отделена от главного поля льда, занимавшего Джулукульскую котловину, и распалась не менее чем на две части, промежутки между которыми также заполнила терраса. Моренный материал, содержащийся в омертвевших участках ледяной лопасти, после осушения водоема и таяния льда образовал холмистое поле, занимающее среднюю часть долины Богояша.

На склонах гор, обрамляющих Джулукульскую котловину с запада на юг, наблюдаются многочисленные боковые морены, переходящие в маргинальные озы и лежащие гипсометрически выше камовых террас.

Во время распада и таяния льда Джулукульского ледоёма и Шапшальского хребта еще спускались языки активных ледников, морены которых то надвинуты на камовую террасу, то постепенно сливаются с ней. В их развитии можно выделить две стадии: первая отвечает времени образования камовой террасы, а вторая — каровых ледников. Понимать отмеченные стадии как самостоятельное оледенение (аналог сарганского, по Девяткину, 1965) вряд ли есть основание, но нельзя и не фиксировать стадиальных подвижек в это время, как это делал Н. А. Ефимцев (1961).

Таким образом, в развитии аккумулятивного рельефа, связанного с процессами деградации Джулукульского ледоёма, наблюдается

следующая последовательность: образование серии боковых морен и маргинальных озов на склонах; образование камовой террасы на абсолютной высоте 2220—2240 м и комплекса форм мертвого льда (озов, ложбин, камов, холмов абляционной морены) на дне впадины и краевых морен в долинах Шапшальского хребта, где появляются две стадии оживления горно-долинных ледников; наконец, образование озерных террас в поздне-последледниковое время.

Межгорная впадина с озером Джулукуль суживается и понижается на северо-запад весьма постепенно. Поэтому долина Чулышмана вначале выглядит морфологически слабо выраженным понижением среди аккумулятивного рельефа. Лишь в 15—20 км от оз. Джулукуль скальные борта долины начинают сближаться, но аккумулятивный рельеф ледникового генезиса еще затушевывает элементы речного происхождения.

Флювиогляциальная (камовая) терраса исчезает на левом борту долины напротив устья р. Туту-Оюк, на правом же она прослеживается до оз. Яан-куль к истокам р. Шавлы.

Ледниковый аккумулятивный рельеф развит также в широких перевальных ложбинах между верховьями Чулышмана, Шавлы, Башкауса, сформированных на более ранних этапах развития рельефа.

Ниже выхода из Джулукульской котловины Чулышман врезается то в морену, то в водно-ледниковые пески, что отражается на форме последледниковой долины и русла: в местах размыва морены долины сужается, а русло оказывается загромажденным валунами, на участках же развития песчаных масс долина шире и русло лучше разработано. На склонах отмечаются водно-ледниковые террасы и морены до высоты 250—300 м, а по наблюдениям Н. А. Ефимцева (1961) — до 400—500 м.

В естественных разрезах наблюдаются две морены. Верхняя, образующая аккумулятивный рельеф, всюду сложена пылеватым песчанистым суглинком пепельно-серого цвета, содержащим щебень, гальку и валуны, общее количество которых варьирует от 5—10 до 30—50% объема породы. Иногда в верхней части морены намечается горизонтальная слоистость или же морена сменяется пылеватым серым слоистым суглинком с рассеянной галькой, что говорит о существовании приледниковых водоемов. Петрографический состав валунов отвечает приносу их с Чулышманского плоскогорья и отчасти с Шапшальского хребта. Изредка встречаются крупные валуны объемом до 80—100 м³ (например, валун-отторженец в устье Богояша).

Троговидные поперечные профили долины Чулышмана и его притоков хорошо выражены между устьями рек Бабачека и Чульчи. Ниже устья Чульчи долина Чулышмана имеет иной характер: высокие и крутые борта, иногда с заметным выпуклым перегибом на высоте около 500 м над тальвегом, резко сочленяются с плоским дном, причем из аккумулятивных форм, кроме речных террас, развиты лишь конусы выноса и осыпи. Предел продвижения ледника последнего оледенения по долине р. Чулышмана устанавливается далеко не бесспорно. Это прежде всего вызвано тем, что невозможно зафиксировать четких краевых образований. Н. А. Ефимцев (1961) считает, что Чулышманский ледник оканчивался у северной оконечности Телецкого озера, имея длину около 280 км. Нам кажется весьма спорным наличие следов недавней ледниковой деятельности в долине р. Чулышмана ниже устья р. Чульчи и у истока Бии, поэтому мы склонны ограничить долину Чулышманского ледника позднечетвертичного оледенения, но и в этом случае он окажется самым длинным ледником Алтая.

Обширная территория плато и поверхности пологохолмистых междуречий к востоку от долины Чулышмана несет явные следы оледенения. Уже первые исследователи этой территории — Г. И. Гранэ (1915,

1916), В. П. Нехорошев (1930, 1932а), Л. И. Семихатова (1934) указывали на существование аккумулятивных ледниковых образований. Эти материалы были обобщены Н. А. Ефимцевым (1961), который исследовал комплекс ледникового рельефа Сайгоньшского ледоома и следы предгорных покровов, спускавшихся с Абаканского хребта. Формирование наложенного ледникового рельефа происходило там в общих чертах так же, как в Джулукульской котловине.

На обширных пространствах выровненных междуречий Чулышмана, Кыги и Башкауса на высотах 1700—2100 м следы ледникового воздействия выявляются главным образом в виде аккумулятивных форм, отражающих существование малоподвижных ледниковых покровов с отдельными языками активных ледников, которые приспособились к ложбинам доледникового рельефа (Гранэ, 1916; Нехорошев, 1932; Ефимцев, 1961).

Долина р. Башкауса в средней и нижней частях (ниже устья р. Ильдугема) не имеет признаков существенной ледниковой переработки, сохраняя все черты долины, приспособившейся к тектоническому шву. Все же исходя из общей палеогеографической обстановки ледниковых эпох можно предположить, что ледники могли спускаться в долину с плато хотя бы и не на всем ее протяжении.

Таким образом, область нагорий Северо-Восточного Алтая испытала различное преобразование рельефа в процессе последнего оледенения. Приподнятые денудационные поверхности были в общем лишь слабо осложнены, долины частично выпаханы, частично только слегка моделированы, высокогорные хребты приобрели альпийский рельеф, а в ледоомах образовался комплекс разнообразных форм ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции.

Деградация оледенения происходила с несколькими стадиями задержек, которые разные авторы выделяют от двух до восьми.

К воздействию ледников в образовании аккумулятивного мезорельефа присоединилось влияние приледниковых или озерно-подпрудных озер, которые были широко развиты в процессе дегляциации. Камовая или флювиогляциальная терраса, возникшая по окраинам Джулукульской котловины, уже была упомянута.

В котловинах озер Кындыкты-куль и Ак-куль хорошо выражена береговая линия, местами переходящая в террасу на высоте 50 м над современным уровнем. Ее следует связывать с обводнением озер в период таяния ледников.

Осадки озерного типа с ленточновидной слоистостью довольно широко развиты в речных долинах, слагая террасы, прислоненные к моренам или к бортам долин. В частности, в долине Чулышмана выше устья Шавлы пепельно-серые озерные глины были зафиксированы В. П. Нехорошевым (1932), Л. И. Семихатовой (1934), М. С. Калецкой (1939), Н. А. Ефимцевым (1961) и др. По наблюдениям М. С. Калецкой, озерные ленточные глины слагают верхнюю часть террасы высотой 105 м, залегают на морене и в отдельных обнажениях перекрываются мореной. Н. А. Ефимцев (1961) указывал, что выше устья р. Асолак озерные глины в долине Чулышмана лежат на высоте до 200 м над уровнем реки. В устьевой части долины Карагема нами наблюдался постепенный переход морены в слоистые озеро-ледниковые суглинки.

Чрезвычайно интересная котловина осушенного озера размером 4×7 км имеется в бассейне р. Тыскыл, в 20 км к юго-западу от оз. Джулукуль. Дно ее представляет собой серию слабонаклонных озерных террас (до 8—9), образующих лестницу, спускающуюся к востоку. Такое строение рельефа котловины говорит о том, что после осушения озера происходило поднятие смежного хребта Чихачева, в которое была вовлечена и территория озера, вызывавшая перекося озерных террас. Вели-

чина перекоса по имеющимся топографическим картам составляет 8—10 м, что соответствует уклону 0,001. Возможно, что и в осушении озера одной из причин была именно тектоника.

Упомянутые озерные котловины в бассейне Чулышмана имеют преимущественно позднеледниковый возраст. В этом нас убеждает соотношение озерных осадков с моренами и возникновение озер в долинах перед ледниковыми запрудами: в месте подпруды долины Чулышмана Шавлинским ледником и долины Карагема — Чулышманским ледником, Мнение, высказанное Н. А. Ефимцевым (1961), о том, что «шавлинская» подпруда связана с длительным сохранением активности ледникового языка, спускавшегося по долине р. Шавлы, кажется нам вполне приемлемым. Однако, касаясь полемики о возрасте озерных отложений, нельзя не отметить, что резкое преобладание древесной пыльцы в озерных отложениях в долине р. Улагана и в устье р. Богояша не может свидетельствовать о формировании отложений непосредственно у края льда. Объяснить обилие пыльцы переотложением ее из морены, как это делает Н. А. Ефимцев (1961), вряд ли справедливо. Допущение же Е. Н. Шукиной о межледниковом возрасте упомянутых озерных осадков противоречит их геоморфологическому положению и отсутствию перекрывающей морены. Вероятнее поэтому допустить, что накопление озерных осадков продолжалось до начала послеледниковья, когда потепление отразилось в составе спорово-пыльцевого спектра.

В области альпийских хребтов бассейна Чуи и верхнего течения Катуня рельеф претерпел существенное преобразование в процессе позднечетвертичного оледенения. Катунский, Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты являются главными центрами современного оледенения, рельеф других несет яркие следы последнего оледенения или небольшие современные леднички (Курайский, Айгулакский, Сайлюгем, южная часть хребта Чихачева). Высоты этих хребтов превышают 3000 м, достигая 4000 м (гора Куркурек в Северо-Чуйском хребте — 3889 м), а в Катунском — максимальной для Алтая высоты (гора Белуха — 4506 м).

Все упомянутые хребты были центрами развития последнего оледенения.

Ледники позднечетвертичного оледенения, двигавшиеся с Катунского хребта на север по долинам Курагана, Мульты, Кучерлы, Аккема, Иедыгема и других рек, в большинстве случаев уничтожили морены среднетчетвертичного оледенения, от которого уцелели лишь отдельные «прилавки» на высотах 200—300 м над дном долин (наблюдения К. Г. Тюменцева, В. Е. Попова, А. И. Музиса, Н. Н. Падурова, Л. Н. Ивановского и др.). Рельеф дна долин целиком создан во время последнего оледенения и последующего вреза.

По долинам некоторых рек ледники, спускавшиеся с Катунского хребта, достигали долины Катунни, что вызывало появление подпруды главной реки и образование террас высотой до 30 м.

В процессе отступления ледников в долинах образовались стадиальные морены, которых насчитывают от 3 до 8 (Мягков, 1936; Тюменцев, 1936; Титова, 1957а; Рагозин, 1945).

О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) отметили, что следы среднетчетвертичного оледенения в долинах Аккема и Аргута находятся на отметках до 400 м над дном современных долин, в то время как к востоку от линии Чарышко-Теректинского разлома они не поднимаются выше 250 м. Возможно, что имеют место дифференцированные тектонические движения, которые повлияли на различные глубины вреза в межледниковое время.

Следует заметить, что при выделении следов двух оледенений на основании моренного рельефа на дне долины и «прилавок» на ее бор-

тах необходимо проявлять большую осторожность. Нужно установить, не сливаются ли морены «прилавок» с конечными моренами ниже по долине, т. е. не относятся ли они к одному и тому же оледенению? Последнее было отмечено С. А. Стрелковым в долинах рек Калгуты и Жумалы.

По данным З. А. Титовой (1957а), в долине р. Аргута конечные морены не наблюдаются, хотя троговая форма долины и остатки боковых морен являются свидетелями ледниковой переработки долины, по-видимому, до ее устья.

В Самахинской степи — расширенном устьевом участке долины р. Коксу — среди галечниковой флювиогляциальной террасы возвышается моренная гряда высотой до 160 м и длиной 4—5 км. Ее рассматривают обычно как результат проявления самахинской стадии оледенения (Шахов, 1933; Титова, 1957а; Девяткин, 1965). Ледниковый язык, оставивший эту морену, должен был иметь небольшую мощность (150—200 м), так как, проникая на 10—15 км дальше по долине, он не перекрывал среднечетвертичную морену, сохранившуюся на уступах, сложенных неогеновыми отложениями (Девяткин, 1965). Флювиогляциальная терраса высотой 50 м обтекает холм самахинской морены, которая аккумулярована возле выхода скальных пород. Учигывая это обстоятельство, а также значительные размеры самахинской морены, можно высказать предположение, что гряда возникла в среднечетвертичную ледниковую эпоху, но затем была преобразована во время последнего большого оледенения.

Долина р. Жасатера, расположенная вдоль Южно-Чуйского хребта, отличается обилием моренного материала, отложенного ледником позднечетвертичного оледенения. Почти на всем протяжении долины на бортах заметны три выпуклых перегиба, сложенных (или лишь осложненных) ледниковыми отложениями и расположенных на высотах около 50—80, 120—160 и 200—500 м над тальвегом. Эти уровни либо отражают три главнейших стадии последнего оледенения, либо самый верхний из них связан еще со среднечетвертичным оледенением, поскольку среднечетвертичные отложения в долине р. Жасатера выявлены на высоте 120 м (Девяткин, 1965).

Прослеживая размещение аккумулятивного ледникового рельефа в долине р. Жасатера, можно заметить, что здесь выделяются участки скопления моренных холмов (хотя они не образуют отчетливых дуг стадияльных морен). Эти участки фиксируются в устьевой части долины (перед выходом в Самахинскую впадину), где в моренном материале много валунов гранитов, доставленных, видимо, ак-алахинским ледником, а также в устьях рек Ильдегема, Жумалы, Тары. Усиленная аккумуляция морен на этих участках связана не только со стадиями остановки ледника, но и с влиянием ледников, спускавшихся по долинам большинства упомянутых притоков и оказывавших подпрудное влияние. Поэтому выше моренно-холмистых участков в долине Жасатера располагаются расширенные участки с озерными террасами (выше рек Ак-Алахи, Жумалы и др.). Напротив, к наружной стороне моренных гряд нередко примыкают локальные водно-ледниковые террасы высотой от 20 до 40 м. О. А. Раковец, З. А. Титова, Л. Н. Ивановский указывают, что русла Жасатера и Коксу изменили свое положение в пределах долин, унаследовав маргинальные каналы, промытые талыми ледниковыми водами.

Видимо, ледник, занимавший долину Жасатера, не отличался высокой степенью активности благодаря небольшому уклону долины. При распаде ледник мог «подпруживаться» ледниками притоков, а при максимуме развития его языки заходили в долины, не имевшие своих ледников.



Рис. 7. Участок террасы р. Катунь, рассматривавшийся в качестве конечной морены «майминского» оледенения. Аэрофотоснимок

Истоки Жасатера лежат в широкой межгорной Тархатинской котловине, расположенной на абсолютной высоте около 2300 м, куда открываются троговые долины с хребтов Сайлюгем и Южно-Чуйского. Тархатинская впадина служила ледоёмом, из которого ледниковые языки распространялись в долины Тархаты, Жасатера и в меньшей степени заходили в долину р. Жумалы, оставив конечные морены у оз. Красного.

В долине Катунь ниже устья Аргута нет никаких следов оледенения. К позднечетвертичной эпохе наиболее оправданно относить только нижние террасы высотой до 60 м, сложенные галечно-валунным материалом «сальджарской» толщи (Ефимцев, 1965), которая, вероятно, имеет водно-ледниковое происхождение. Распространение этой террасы вниз по Катунь объясняет галечниковый состав останца террасы (рис. 7), которую нередко и сейчас ошибочно принимают за моренный вал майминского оледенения.

Ледники, выходявшие в Чуйскую и Курайскую межгорные впадины с Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, не заполняли впадины, но создавали небольшие ледники подножий. Распределение морен вдоль северного подножья Южно-Чуйского хребта отражает убывание масштабов и интенсивности оледенения при движении с запада на восток.

Наиболее хорошо развито поле холмисто-моренного рельефа, оконтуривающее расплывшуюся лопасть ледникового языка, который выходил по долине р. Чаган-Узун, достигая устья р. Кызыл-Чин. Вдоль р. Чагана мощность ледника превышала глубину долины (ориентировочно около 150—180 м), так, что лед распространялся и на придолинное понижение, оставив там боковые морены. Отложение моренного материала происходило, видимо, в условиях интенсивного таяния, т. е. в зоне абляции, в результате чего морены имеют элементы слоистости. С. Ф. Дубинкин и А. А. Климович (1962) склонялись поэтому даже к отрицанию ледникового происхождения отложений в разрезе по р. Чаган, однако наличие в этих отложениях небольших отторженцев озерно-ледниковых супесей заставляет нас продолжать считать их ледниковыми. В долине Чагана отчетливо выделяются холмы, созданные в ту стадию деградации оледенения, когда льды вмещались в долину (возможно, несколько размытую и углубленную во время межстадиального интервала).

Ледники долин рек Елангаша и Ирбиту, сливаясь, образовали поле холмисто-моренного рельефа с крутым склоном, обращенным к Чуйской степи. Ледники из долин Кок-Узека и Тархаты также сливались, но их конечные морены занимают небольшую площадь. Наконец, ледник по долине р. Чаган-Бургазы не доходил до Чуйской котловины и оканчивался в пределах хребта.

Хребет Чихачева, конфигурация которого в плане напоминает букву S, несет отчетливые следы воздействия ледников в северной и южной частях, в то время как средняя (район Бугузунского перевала) имеет чисто эрозионно-денудационный облик. Южная часть хребта высотой до 3500 м, ориентированная в меридиональном направлении, т. е. поперек путей приноса атмосферных осадков, имела в прошлом значительное оледенение (здесь и сейчас есть небольшие ледники), хотя во впадинах этой части Алтая выпадает небольшое количество осадков. Вершины хребта имеют альпийские формы, долины западного склона превращены в морфологически четко выраженные трог. У подножья хребта, в бассейне верховья р. Юстыд, располагается холмисто-моренное поле, наружный край которого выражен четким валом.

Для понимания особенностей ледникового воздействия на речные долины интересно сравнить морфологию двух параллельных долин: рек Бугузуна и Буйлюгема (рис. 8), разделенных невысоким водоразделом (всего 300—400 м над дном обеих долин). В узкой эрозионной долине Бугузуна наблюдается от двух до четырех террас высотой до 60 м, сложенных галечником с заметной косой слоистостью. Террасы появляются только в средней части долины (в верховье отмечается лишь пойма), и высота их снижается вниз по течению вплоть до того, что в устьевой части реки они почти сливаются с поверхностью прилежащего участка Чуйской впадины.

Долина Буйлюгема по морфологическому облику совершенно иная. Сглаженные вогнуто-выпуклые склоны с грядами боковых морен, очень широкое дно (до 2—3 км), по краям «заваленное» мелкими моренными холмиками, участки низких локальных террас, разделенные холмистыми перемычками, моренно-подпрудные озера — все это свидетельствует о том, что долина была занята малоактивным ледниковым языком, т. е. представляла собой ледоём. Отток льда из него происходил вниз по долине. Кроме того, в максимум оледенения, судя по ледниковым холмам,

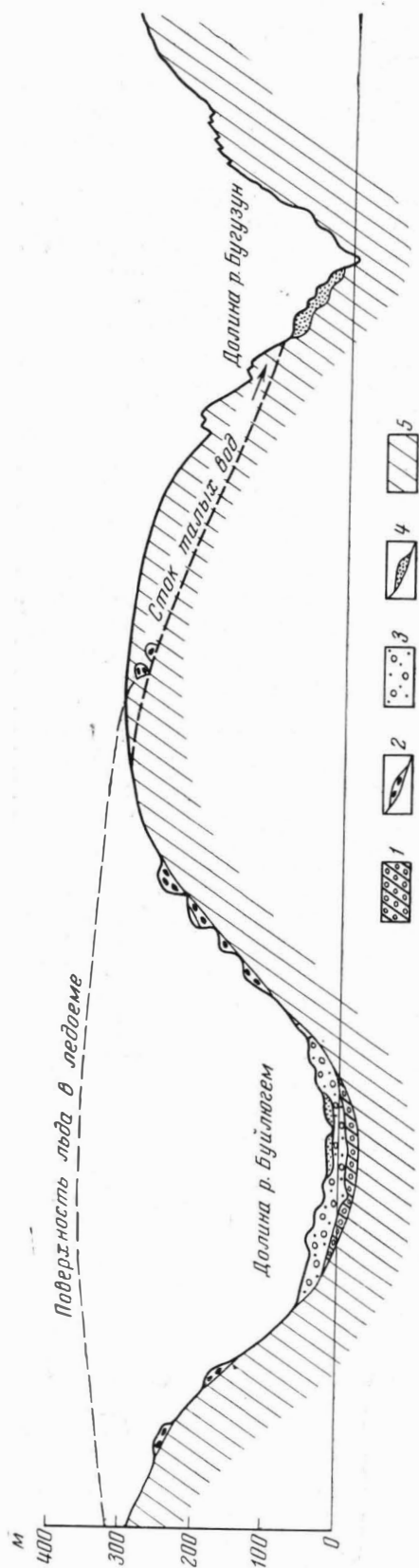


Рис. 8. Схема строения сопряженных ледниковых долин: ледоса, занимавшего долину р. Буйлюгем, и ложбины стока талых вод по долине р. Бугузун

1 — донная морена; 2 — боковые морены; 3 — абляционная морена; 4 — флювиогляциальные террасы; 5 — скальные породы

расположенным на седловинах перевалов между долинами Буйлюгема и Бугузун, лопасти льда из Буйлюгемского ледоема выдавались в сторону долины Бугузун, но не спускались в нее, хотя талые воды постоянно стекали туда. Они промыли широкие ложбины, занятые сейчас короткими правыми притоками Бугузун, и образовали упомянутую серию флювиогляциальных террас.

Таким образом, долины Бугузун и Буйлюгема оказываются в своеобразной связи: одна служила ледоемом, другая — путем стока «чужих» талых ледниковых вод. Это объясняется в первую очередь расположением верховьев этих рек в разных частях хребта Чихачева, из которых одна была центром оледенения, другая — нет, а также особенностями морфологии ледниковой долины Буйлюгема.

Курайский и Айгулакский хребты имеют следы ледниковой обработки в виде каров и троговых долин, которые все же не затушевывают ярусных поверхностей, составляющих главную геоморфологическую особенность этих хребтов. Оледенение развивалось в основном на северных и северо-восточных склонах Курайского и Айгулакского хребтов, снижающихся к плоскогорью высотой 1800—2200 м, которое имело и автохтонное оледенение. Описание характерной морфологии и состава ледниковых форм рельефа в районе оз. Сорлуколь приводили В. П. Мехорошев, Е. Н. Щукина, О. А. Раковец, Е. В. Десяткин и другие исследователи. Е. В. Десяткин с сотрудниками (1961, 1965), О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963)

рассматривали понижение поверхностности плато в районе оз. Сорулуколь как ледоем, существовавший в эпохи средне- и верхнечетвертичного оледенений. Движение ледников происходило здесь по долине р. Кадрин и в сторону долины р. Башкауз.

Большой ледниковый язык спускался с северных склонов Курайского хребта по долине Кубадру (Шукина, 1960). В долине р. Большой Улаган Е. В. Девяткин с сотрудниками (1965), а также О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) описали ледоем, в который частично вливался и долинный ледник р. Кубадру. По-видимому, Улаганский ледоем существовал, но был не самым характерным из подобных образований, так как следы воздействия языка, вытекавшего из ледоема по долине Башкауса, по существу неизвестны, по характеру воздействия на рельеф улаганский и кубадринский ледники приближаются к категории малоактивных долинных.

Долины южного склона Курайского и Айгулакского хребтов обработаны долинными ледниками различной длины и различной интенсивности, что связано с различиями в условиях питания ледников и крутизной падения долин.

Один из наиболее крупных ледников располагался в долине р. Куяхтанара. Он полностью перегораживал долину Чуи и, видимо, мог быть главной причиной образования озера в Чуйской впадине. Морены на левом берегу Чуи отмечаются здесь на высоте до 300 м и выше.

В районе пос. Чибит в долине Чуи отчетливо выражены морены ледников, выходящих в нее по долинам рек Бельгебаша, Чибитки и Машаюла. Чуя на этом участке разделяется на два рукава. Древний участок долины, ныне покинутый Чуей, используется р. Чибиткой, приспособившейся к ложбине стока среди ледникового рельефа, развитого в сквозном участке. Новая долина, участок которой оказался на 8 км длиннее покинутого, имеет вид типичного трога, обработанного ледником, спускавшимся по долине впадающей здесь р. Машаюл. Время перестройки довольно точно определяется моментом, когда машаюльский ледник отступил из долины р. Чуи. Однако причина и механизм перестройки речной сети до настоящего времени остаются недостаточно ясными, хотя об этом участке писали В. А. Обручев, Б. Ф. Сперанский, Е. Н. Шукина, Ю. А. Кузнецов, Л. Н. Ивановский. Объяснение только моренной подпрудой (Обручев, 1915) оказалось довольно искусственным, хотя в общей форме оно принимается О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963). Ю. А. Кузнецов (1939) существенную роль отводил влиянию движений по разломам в межледниковую эпоху, в результате которых образовалась всячая долина «нового», южного участка р. Чуи.

Судя по морфологии долин в месте впадения р. Машаюла в р. Чую, можно предположить, что долины обеих рек приспособились к тектоническим линиям. Наличие сброса вдоль отрезка Чуи ниже устья Машаюла подтверждается непосредственными наблюдениями: по обе стороны долины обнажены разные пачки сланцев. Далее к востоку вдоль этого сброса образовался уступ, являющийся северным фасом урочища Ештык-коль. Прямолинейность долины Машаюла и различие в высоте участков поверхности урочища Ештык-коль, лежащих по обе стороны ее, также не оставляют сомнения в наличии здесь сброса, пересекающего под прямым углом предыдущий сброс. Тектонические подвижки в этом мобильном участке происходили, несомненно, и на рассматриваемом этапе преобразования рельефа. Они вызвали, в частности, размыв и смещение дна троговой долины в устье Машаюла, изменение высоты дна трога в «новой» долине Чуи и отмеченное Ю. А. Кузнецовым появление ригеля близ пос. Чибит.

Таким образом, мы полагаем, что перемещения вдоль разломов явились главными причинами изменения течения Чуи в районе пос. Чибит,

что произошло во время распада следующего оледенения. Ледниковая подпруда, видимо, существовала, но для перестройки долины могла играть лишь второстепенную роль. Выявление последовательных стадий перехвата рек Машаюла и Чуи бывшим притоком Чуи еще требует изучения.

К конечноморенным грядам у пос. Чибита примыкают низкие флювиогляциальные террасы, высота которых постепенно нарастает вниз по течению, достигая 60 м в устье Чуи и у пос. Ини, где они сливаются с сальджарской водно-ледниковой террасой (Ефимцев, 1964). Слабо сохранившиеся признаки ледниковой обработки долины, прослеживающиеся до пос. Ербалык, как показано в предыдущей главе, правильное связывать со среднечетвертичным оледенением.

Благодаря особенностям гидрографической сети Алтая, которая развивалась как сложная система долин, соединявших межгорные впадины, озерные условия в последних неоднократно могли возникать и в четвертичном периоде. Особенно хорошо следы озерной деятельности запечатлелись в береговых формах рельефа Чуйской степи, Курайской степи, отчасти Калгутинской, Уймонской, Котандинской и других впадин.

В Чуйской и Курайской впадинах береговые линии впервые отмечены В. В. Сапожниковым (1901), а затем фиксировались В. А. Обручевым (1914), Н. Н. Горностаевым (1937), А. В. Аксариним (1937), Е. Н. Шукиной (1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец (1961), В. Е. Поповым (1962), Е. В. Девяткиным (1965) и др.

Сами озерные осадки, слагающие ровные горизонтальные или наклонные поверхности упомянутых впадин, или степей, представлены преимущественно песчано-галечными породами, местами замещающимися супесями или легкими суглинками. Присутствие крупных эрратических глыб в средней части Чуйской степи уже В. В. Сапожниковым и В. А. Обручевым было объяснено разном их плавучим льдом, когда озера соприкасались с ледниками. Позднее В. П. Нехорошев (1932б), выдвинувший представление о Чуйской степи как о ледооеме, исключил тем самым возможность существования озер во время оледенений. Б. Ф. Сперанский (1937) и А. И. Москвитин (1946а) рассматривали обломки скал как доказательство проникновения ледников далеко в пределы котловины, а существование озер связывали с межледниковыми эпохами. О. А. Раковец и Г. Ф. Лунгерсгаузен (1961) указывали, что позднечетвертичные морены срезают или перекрывают древние озерные береговые линии. В то же время Е. В. Девяткин (1965), проследивший систему озерных береговых валов и косовых отмелей в районе урочища Чолтулака и оттуда по окраинам Чуйской степи, отметил их и на конечноморенных образованиях последнего большого оледенения. Наблюдения С. А. Стрелкова также подтвердили абразионную террасированность позднечетвертичных морен в Курайской степи в районе р. Таджилу, что заставляет нас присоединиться к мнению Е. В. Девяткина и Н. А. Ефимцева о существовании озер в ледниковые эпохи. Это подтверждается также бедным и «холодным» спорово-пыльцевым спектром озерных отложений (данные О. В. Матвеевой). Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец выделили озерные осадки в свиту «Чагалды — Кобу», формировавшуюся с раннечетвертичной до начала позднечетвертичной эпохи, когда озеро было осушено благодаря стоку в сторону Монголии. Последнюю мысль, высказанную еще Б. Ф. Сперанским (1937), сейчас нельзя поддержать, так как восточнее пос. Ташанты, включая пределы Монголии, никаких следов этих событий не обнаружено. Следы «гигантской ряби течений» в Курайской степи на поверку оказались результатом мелкого, но густого эрозионного расчленения наклонного зандра (заключение Е. В. Шанцера и др.).

Существование озер в ледниковые эпохи в Чуйской степи было вызвано, очевидно, подпрудой стока ледником, спускавшимся по троговой долине р. Куяхтанара. С несколько меньшей делей обоснования можно считать Машаюльский ледник причиной появления озера в Курайской степи.

Озера Уймонской степи, на плато Укок и в бассейне Чулышмана, также были порождены оледенением. В Уймонской степи в процессе отступления озера сформировался береговой вал в ее средней части (Егоров, 1937). Сложнее определить причину появления озер в котловинах Усть-Канского района и в долине Катуня близ пос. Иня и устья Чуи. В этих местах не обнаруживается влияния ледников и в то же время уровни озерных бассейнов имели весьма различные отметки. Поэтому следует допустить тектонические причины: погружение бассейнов или поднятие подпруживающих их блоков. Геологические данные о наличии древнего блока, ограниченного сбросами в районе р. Б. Яломана (ниже пос. Иня), подтверждают возможность этого.

В результате существования озер межгорные впадины приобрели выровненные плоские поверхности, оконтуренные комплексами береговых форм рельефа. На протяжении позднечетвертичной и послеледниковой эпох эти элементы претерпели определенное преобразование. В Курайской степи береговые линии на южном борту впадины фиксируются на отметках 1850—1900 м абс. высоты, на северном же, в связи с последующим тектоническим поднятием, — до 2000 м. В Уймонской степи поверхность осушенного озерного дна имеет отчетливый уклон к югу, что связано с поднятием Теректинского хребта. Этот же процесс проявился ранее в появлении сбросовых ступеней на южных склонах хребта.

Плато Укок, представляющее собой пологоволнистую поверхность выравнивания с отметками 2300—2500 м, с юга ограничено высокими альпийскими горами (продолжением хребтов Южного Алтая и массивом Табын-Богдо-ола), с севера — горами относительной высотой 400—600 м. Поверхность плато Укок к западу незаметно сливается с поверхностью ступени, имеющей в долине р. Бухтармы относительную высоту около 400 м над тальвегом, к востоку она имеет уклон в долине р. Ак-Алахи.

Современная поверхность плато Укок сглажена и покрыта донной мореной. Судя по морфологии плато и по наличию боковых морен вдоль подножья гор системы Южного Алтая, здесь был ледоём. Однако благодаря наличию широких выводных путей на запад — в долину Бухтармы и на северо-восток — к долине Ак-Алахи и, вероятно, поступлению больших масс льда из многочисленных троговых долин, плато Укок было центром растекания активного льда. Поэтому здесь мало распространены холмы абляционной морены, нет флювиогляциальных террас, и даже поздне-послеледниковые озерные котловины развиты весьма ограниченно. Ледораздел в период оледенения, по всей вероятности, совпадал с современным пологим водоразделом. Мощность ледника в ледоёме была небольшой — до 300 м, судя по высоте положения боковых морен. Выводными ледниками были два языка — бухтарминский и ак-алахинский. К востоку от р. Ак-Алахи у северного подножья Табын-Богдо-Ола располагался небольшой предгорный покров, а еще восточнее ледники не доходили даже до подножья гор, сформировав на высоте 2300—2350 м моренное поле с краевым валом. Восточная часть межгорной котловины, включающей плато Укок, таким образом, не покрывалась ледниками. Убывание интенсивности оледенения с запада на восток, как мы видим, в пределах рассматриваемого района наблюдается очень ярко.

Долина р. Ак-Алахи не менее чем дважды подвергалась ледниковому воздействию, но в ее современной форме выявляются лишь следы последнего оледенения, имевшего две крупных фазы. В первую более

мощную фазу оледенения ледниковый рельеф образовался по обе стороны от долины Ак-Алахи, в особенности на ее правобережье. Мощность ледника тогда превышала 250—300 м. Во вторую фазу оледенения здесь располагался только долинный ледниковый язык мощностью не более 150—200 м, образовавший холмисто-моренный рельеф вдоль бортов долины р. Ак-Алахи в районе метеостанции Бертек. Две генерации аккумулятивного рельефа и прислоненность одной к другой дали возможность О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) отметить здесь следы двух оледенений: средне- и позднечетвертичного. Е. В. Девяткин (1965) отнес их к двум позднечетвертичным оледенениям. Объективно в верховье Ак-Алахи выявляются две крупных фазы оледенения, но их ранг остается неясным, так как отсутствуют данные о характере разделяющего их интервала. Нам кажется более обоснованным отнести формирование всего наложенного ледникового рельефа в верховье Ак-Алахи и на плато Укок к позднечетвертичному оледенению, две главных фазы которого здесь были выражены отчетливее, чем во многих других местах, исключая, быть может, долину р. Чаган-Узуна.

Ледниковый язык, спускавшийся по долине Ак-Алахи, подпруживал ее правые притоки — Калгуты и Аргамджи, перегораживая долину непосредственно ниже современного устья р. Калгуты. Морена перегораживающего ледника отлично видна на высоте 200 м на склоне правобережной возвышенности, не подвергавшейся оледенению. В результате здесь возникло озеро, оставившее ровную галечниковую поверхность, занимающую весь бассейн р. Калгуты вплоть до конечной морены ледника, выходящего со стороны Джумалинского плато. При распаде ак-алахинского ледникового языка в районе метеостанций Бертек образовались флювиогляциальные террасы, среди которых местами появляются холмики абляционной морены.

Морены последних стадий оледенения расположены в самых верховьях долины Ак-Алахи на высоте 2300—2440 м, на расстоянии до 6 км от современного ледника. По данным Л. Н. Ивановского (1961б), в долине Ак-Алахи насчитывается четыре или пять стадийных морен. Между ними располагались приледниковые озера, оставившие ленточные супеси. Размывая их сейчас, река становится мутной от взвешенного материала. Поздне-последледниковые низкие озерные террасы сформировались вдоль берегов современных больших озер: Укок, Кальджин-куль и др.

Горные хребты системы Южного Алтая, несущие современные ледники, испытывали интенсивное влияние оледенения и в позднечетвертичную ледниковую эпоху. Следы оледенения установлены на высоте 1200 м и выше (Селиверстов, 1959). Альпийский рельеф наиболее высоких частей гор получил моделировку главным образом в позднеледниковое время, когда ледники вмещались в трюги и кары горных хребтов. Обработка долин и образование аккумулятивных форм относятся к более ранним стадиям оледенения.

Долина Бухтармы подвергалась обработке ледником на протяжении более 170 км. Здесь располагался один из самых длинных на Алтае ледниковых языков. Особенности развития оледенения в этой долине в известной степени зависели от доледниковой морфологии долины, в которой наблюдается несколько расширенных участков, разделенных скалистыми перемычками. Следы воздействия ледникового языка прослеживаются от верховьев реки (плато Укок) до пос. Киинжир (Жано-Ульго), где В. В. Резниченко, Ю. П. Селиверстовым, Б. А. Борисовым и другими отмечена конечная морена.

Как упоминалось в предыдущей главе, Ю. П. Селиверстов (1957, 1959) рассматривал конечную морену у Киинжира как среднечетвертичную. Основанием для этого явились прежде всего ее наибольшая

удаленность от центра оледенения, а также менее четкий морфологический облик, чем характерный для более молодых морен, расположенных в 90—120 км вверх по реке, там, где ее долина сильно сужается. Отражение такого соотношения аккумулятивных форм Ю. П. Селиверстов видел в системе трех вложенных друг в друга трогов. Как было показано, существование системы трогов в долине Бухтармы не подтвердилось. Возникли сомнения и в среднечетвертичном возрасте киинжирской морены, так как «свежесть» морен убывает к верховьям реки постепенно и при этом очень сильно зависит от формы долины. Расстояние 100 км между моренами среднечетвертичного и позднечетвертичного оледенений сравнительно с другими районами Алтая является неправдоподобно большим.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в долине Бухтармы, как и в долинах большинства других рек Алтая, все видимые в рельефе ледниковые элементы образовались во время последнего оледенения, имевшего несколько стадий отступления (от 4 до 6).

Ледниковые отложения в виде донных и боковых морен распространены по долине Бухтармы от истоков до устья р. Берели. Ниже по реке, где долина значительно расширяется, в ней преобладают водно-ледниковые отложения. Южный борт долины представляет собой склоны хребтов системы Южного Алтая, в той или иной мере подвергавшиеся ледниковой обработке. У подножья самого высокого в Южном Алтае хребта Сарым-Сакты (более 3000 м) ледниковые холмы развиты сплошным полем. Очевидно, этот склон был почти полностью закрыт висячими ледниками, которые сливались с поверхностью бухтарминского ледника. На склонах хребтов меньшей высоты ледники существовали лишь в пересекающих их долинах и не соприкасались с бухтарминским ледником. Конечные морены этих ледников отмечаются во многих долинах, расчленяющих северный склон Южного Алтая и выходящих в долину Бухтармы.

Упомянутое слияние ледников объясняет столь дальнее проникновение ледника от начального центра питания на плато Укок. Напомним, что такова же причина существования ледника большой протяженности в долине Чулышмана. Вместе с тем это свидетельствует о том, что максимальное продвижение и собственно бухтарминского ледника, и ледников боковых долин отвечает одной и той же стадии оледенения. Поэтому мы полагаем, что нет оснований рассматривать краевые образования бухтарминского ледника у пос. Киинжир и конечную морену в устье р. Крымзы у пос. Катон как одновременные и к тому же являющиеся стратотипами двух самостоятельных оледенений (по Ю. П. Селиверстову). Вероятно, они относятся к одному и тому же позднечетвертичному оледенению. Наличие четырех стадийных морен, отмеченных самим Ю. П. Селиверстовым в долине р. Крымзы, подтверждает этот вывод.

Благодаря большой длине распад бухтарминского ледника происходил своеобразно: активное движение прекращалось сразу на большом отрезке ледника, и он превращался в стагнационный лед. «Отсечению» больших участков от активного ледника способствовала морфология доледниковой долины Бухтармы ниже устья р. Берели — уже упомянутое наличие системы расширений и перемычек. На участках сохранения омертвевшего льда в расширениях долины, например в районе пос. Чингис-тай, аккумуляция происходила главным образом у края льда — вдоль бортов долины. При этом вдоль склона Сарым-Сакты, откуда в бухту спускались местные ледники, образовались холмы абляционной морены, а вдоль северного борта долины Бухтармы, где местных ледников в это время не было, образовались лишь водно-ледниковые террасы, контактирующие с пролювиально-делювиальными ко-

нусами выноса. Флювиогляциальные террасы развиты также и вдоль южного борта долины, но преимущественно на более низких уровнях, чем холмы абляционной морены.

Дно современной долины Бухтармы в районе пос. Чингис-тай представляет собой очень широкую низкую террасу, полого наклоненную к руслу и сложенную галечниками, видимо, преимущественно водноледникового происхождения.

В процессе распада оледенения в долине Бухтармы местами возникли озера. Озерное происхождение имеет терраса в районе пос. Урыль высотой около 60 м над уровнем реки, сложенная суглинками. Озерного характера террасы отмечены в котловине близ устья р. Берели. Мелкозернистые пески, частично заполняющие неровности бортов долины Бухтармы выше пос. Урыль, также, видимо, образовались во временных ледниково-подпрудных бассейнах. Таким образом, «озерный» этап развития долин в бассейне Бухтармы оказывается относительно кратковременным и слабо отраженным в современном рельефе.

Четыре-пять моренных гряд последних стадий оледенения исследованы Ю. П. Селиверстовым (1959) в верховьях Бухтармы. Нам кажется лишь, что для выделения некоторых из них в самостоятельное оледенение не хватает стратиграфических данных.

На южных склонах хребтов, составляющих северный фас Южного Алтая, следы деятельности оледенения распространены гораздо более ограниченно. По данным Ю. П. Селиверстова (1957, 1959), ледниковой обработке подвергались верховья долин рек Арасан-Кабы, Ак-Кабы, Темир-Кабы, в которых сохранились хорошо выраженные моренные образования на высоте 2000—2100 м. Здесь располагались языки горно-долинных ледников, опускавшихся с вершинных частей хребтов.

Ниже конечных морен в долинах не наблюдается следов ледниковой деятельности.

В пределах Курчумского хребта следы ледниковой обработки незначительны.

Группа горных хребтов Алтая, составляющих водораздел бассейнов Оби и Иртыша (междуречье Катунь, Чарыша и Иртыша), имеет высоты 2300—2800 м и по морфологии достаточно типична для среднегорья. Это хребты Тигерецкий, Теректинский, Листвяга, Ивановский и др.

Большая часть их вершин сохраняет элементы поверхностей выравнивания. В западной и северной частях здесь присутствуют группы каров и небольшие участки альпийского рельефа на высотах выше 2300 м. Устья каров либо замыкаются конечными моренами, либо открываются в широкие трогообразные долины, на дне которых в верховьях наблюдаются галечниковые отложения, постепенно и незаметно сменяющиеся делювиальными конусами выноса. Такое строение характерно, например, для долины р. Урсула. Постепенное «исчезновение» следов ледниковой деятельности объясняется размывом морен в процессе отложения в условиях обилия талых ледниковых вод. А это исключает возможность далекого распространения ледниковых языков в таких долинах. По-видимому, длина ледников в долинах Теректинского хребта не превышала 8—10 км на северных склонах, а на восточных, например в долине р. Большой Яломан, — 5—7 км (Ивановский, 1961а). В долинах Коргонского хребта, например по р. Кумир, по наблюдениям С. И. Голосова (устное сообщение), следы ледниковой обработки прослеживаются на 10—15 км и более.

Наиболее западный крупный очаг оледенения располагается на Ивановском хребте (2600—2800 м). По данным И. С. Чумакова (1965), платообразные вершины в это время приобрели альпийские формы,

так как здесь находился ледниковый купол (или купола), питавший долинные ледники. Ледники придали троговые формы долинам Громухи и других рек. В долинах Ивановского хребта морены довольно близкой степени сохранности оказываются расположенными на различных уровнях, разделенных глубоким эрозионным врезом (более 100 м). И. С. Чумаков (1965) сопоставил эти морены с предпоследним и последним оледенениями Алтая. Однако, учитывая большую тектоническую активность данного района, нам кажется допустимым по времени относить этот врез к межстадиалу, т. е. рассматривать морены как верхнечетвертичные.

Используя данные М. С. Кельманского, А. И. Москвитин (1946а) полагал, что Лениногорская впадина, лежавшая у подножья Ивановского Белка, представляла собой один из ледоемов Алтая. Однако исследования Н. И. Кригера (1963) и И. С. Чумакова (Чумаков и др., 1963) доказали, что за ледниковые отложения в Лениногорской впадине (ранее именовавшейся Риддерской долиной) были приняты делювиальные и речные наносы, и подтвердили мнение В. П. Нехорошева (1941) о накоплении их в условиях дифференцированных тектонических движений.

Северная сниженная часть Горного Алтая и Северо-западная часть Рудного Алтая почти не подвергались оледенению. Развитие рельефа этих областей в ледниковые эпохи происходило преимущественно под влиянием совокупности эрозионных и склоновых процессов в перигляциальных условиях. Лишь вершинные части горных хребтов, превышающих 2000 м и относящихся к среднегорью, характеризуются слабым развитием форм рельефа, непосредственно связанных с позднечетвертичным оледенением. О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1963) считают, что в это время здесь сформировались лишь кары и короткие (до 10 км) трогии со свежими конечными моренами в них. Так, на северном склоне Сумультинского хребта в верховьях р. Уймень ледниковые отложения наблюдаются на 1800—2000 м абс. высоты, где они выстилают древнюю долину. Там же отмечены и конечно-моренные гряды. На Семинском хребте в денудационную поверхность, приподнятую до 2500 м (г. Сарлык), врезаны кары, которые во время последнего оледенения давали начало ледниковому языку, достигавшему долины р. Семы.

Анализируя систему речных террас в долинах северного и северо-западного Алтая, Е. Н. Щукина (1960) к верхнему плейстоцену относит вторую и третью террасы бассейна Оби, сложенные аллювиальными и делювиальными отложениями. Высота их у выхода большинства долин из гор составляет 18—25 м, т. е. значительно снижается. Это свидетельствует о том, что зона предгорий Алтая в позднечетвертичное время испытывала тектонические движения значительно меньшей амплитуды. Как показали работы Западно-Сибирского геологического управления (О. М. Адаменко и др.), в позднечетвертичную эпоху образовалась также четвертая терраса Катунь и Бий.

В пределах Рудного Алтая в формировании элементов рельефа речных долин и предгорных равнин значительное участие принимали лёсы. Они слагают вторую надпойменную террасу бассейна Иртыша и примыкающие к ней пологие увалы (Чумаков, 1965). Находки остатков млекопитающих верхнепалеолитического комплекса в верхней части лёссовой толщи доказывают, что время ее формирования, начавшись в среднечетвертичную эпоху, охватывало и период верхнечетвертичного оледенения.

В отношении генезиса лёссов среди исследователей Рудного Алтая нет единого мнения. В. А. Обручев рассматривал их как эоловые образования, П. И. Танфильев как озерные. Н. И. Кригер (1963) не исклю-

чал возможности образования их в перигляциальных условиях, считая их аналогами некоторых ритмично-слоистых толщ, изучавшихся Я. Дыликом в Польше. В то же время некоторые особенности трещиноватости лёссов являются следами аридных условий. Вероятнее, как полагал И. С. Чумаков, лёссовый покров является полигенетичным.

В долине Бухтармы непосредственно ниже морен киинжирского оледенения Б. А. Борисовым (1960) отмечено пять террас высотой до 60 м. Однако непостоянство их высот говорит скорее о том, что это местные водно-ледниковые террасы, а не речные цикловые. Поэтому, связывая эти террасы с общими стадиями развития рельефа, их следует сопоставлять со временем формирования верхней части лёссовых покровов, слагающих вторую террасу бассейна Иртыша. Последняя оказывается, очевидно, древнее одноименной террасы, бассейна Оби.

Широкое развитие ледниковых форм не является благоприятным для детального анализа проявлений новейшей тектоники на данном этапе развития морфоструктуры Алтая. Несомненной является положительная направленность движений, устанавливаемая как по прямым, так и по косвенным признакам. Определение амплитуды оказывается сложным. Близкие масштабы среднечетвертичного и позднечетвертичного оледенений Алтая наталкивали на мысль, что объяснением этого явления может быть интенсивное поднятие Алтая в межледниковый век, что вызвало и проявление вреза с амплитудой до 400—700 м. Но это объяснение пришлось все же отбросить, так как буровыми работами Гидропроекта почти во всех исследованных долинах под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями были вскрыты бурые галечники башкаусской (или бекенской) свиты. Следовательно, величина межледникового эрозионного вреза, как правило, была небольшой. Это подтверждается отсутствием на предалтайской равнине соответствующих мощных коррелятивных отложений.

На рассматриваемом этапе происходили, таким образом, слабые общие поднятия Алтая и дифференцированные движения крупных морфоструктур: поднятие больших хребтов, погружения впадин и, наконец, локальные движения. Для суждений об амплитуде поднятия всего Алтая данных нет.

Примеры проявления движений крупных хребтов уже были отмечены (перекас озерных террас у подножья хребта Чихачева, поднятие озерных береговых линий в Чуйской и Курайской впадинах и т. д.). В позднечетвертичную эпоху эти перемещения могли измеряться десятками метров. Наиболее значительные амплитуды могут быть допущены для северной части Катунского хребта исходя из максимальной величины эрозионного вреза за межледниковье, принимаемой для этого района в 400 м. Это можно объяснить перемещением соответствующих блоков вдоль зон разломов.

Наконец, локальные тектонические движения выявляются главным образом в районах, приуроченных к длительно живущим разломам. Видимо, в это время продолжались движения, в результате которых образовался надвиг силурийских пород на среднечетвертичную морену в районе Акташского рудника. Подвижки в это время происходили по разломам в месте впадения р. Машаюла в Чую, что форсировало образование новой долины Чуи. Некоторые обвальные массы в долинах Жасатера и Куяхтанара можно рассматривать как результаты палеосейсмодислокаций.

Однако следует еще раз заметить, что все эти явления не имели большой региональной амплитуды.

На Предалтайской равнине в позднечетвертичное время продолжал активно развиваться рельеф речных долин при относительно слабом преобразовании поверхности междуречных пространств. По су-

шеству нижняя возрастная граница рассматриваемого этапа на равнинах оказывается значительно древнее, чем в горной области, поскольку, как показано в предыдущей главе, переход от площадной аккумуляции к формированию долин произошел в конце среднечетвертичной эпохи.

По данным О. М. Адаменко, позднечетвертичная межледниковая эпоха как в горах, так и на прилегающих равнинах ознаменовалась врезом и образованием уступа пятой надпойменной (бийской) террасы. В области предгорий в это же время в условиях аридизации климата происходило накопление субаэриальных лёссовидных отложений, перекрывавших бийскую террасу. Н. И. Кригер (1963), напротив, придавая эоловым процессам главную роль в лёссовобразовании, подтверждает связь максимумов их проявления с ледниковыми веками.

Величина эрозионного вреза в межледниковый век в бассейне Оби составила 30—45 м.

С началом последнего оледенения связывается накопление аллювия четвертой (Бехтемирской) террасы в долинах Оби и ее крупных притоков. Судя по строению стратотипических разрезов у д. Бехтемирской на р. Бие (Адаменко, 1963), терраса сложена песчано-гравийными осадками, сменяющимися вверх по разрезу супесями и суглинками, переходящими в лёссовидные породы кровли. Ближе к горам в строении террасы возрастает роль грубозернистых осадков, которые представляют собой горный аллювий, сходный с флювиогляциальными отложениями. Позднечетвертичный возраст осадков террасы доказывается находками фауны позднепалеолитического комплекса.

В районе сел. Майма и Карлушка четвертая терраса Катуня повышается до 50—70 м. Здесь ее останцы являются объектом длительной дискуссии. Вслед за И. Г. Гранэ, В. А. Обручевым и А. М. Кузьминым, О. А. Раковец, Г. А. Шмидт и другие исследователи рассматривали «майминский вал» как типичную конечную морену. Е. Н. Щукина, А. И. Москвитин, В. Е. Рясина и другие отмечали генетическую связь этой формы рельефа с оледенением. Однако на основании изучения появившихся искусственных разрезов майминской «террасы» С. Ф. Дубинкин (1961) доказал не ледниковую ее природу, что было подтверждено затем О. М. Адаменко, Е. В. Девяткиным, Н. А. Ефимцевым и другими исследователями.

В самом деле, морфологически рассматриваемый элемент рельефа представляет собой останец террасы (см. рис. 7), сложенной косослоистыми галечниками и песками (при отсутствии отложений, которые можно было бы принять за морену). В отложениях и на поверхности террасы встречается много валунов и совершенно неокатанных глыб, состоящих исключительно из гранитов, коренные выходы которых расположены в непосредственной близости отсюда. Специально выполненные С. А. Стрелковым наблюдения показали отсутствие фактических данных для утверждений о том, что в район устья р. Маймы мог откуда-либо распространяться ледниковый язык. Поэтому, несмотря на большое внешнее сходство отложений майминского «зала» с водно-ледниковыми, их следует рассматривать как горный аллювий, возраст которого по его принадлежности к четвертой террасе определяется как позднечетвертичный (Адаменко, 1963б).

Во время позднечетвертичного оледенения продолжалось развитие касмалинских рек, занимавших ложбины северо-восточного простирания и отлагавших в них аллювий касмалинской свиты. Речки Верхняя и Нижняя Кулунда стекали в Центрально-Кулундинскую впадину, где возник замкнутый озерный бассейн. Речки Касмала и Барнаулка впадали в Иртыш, но в конце ледникового века из-за уменьшения стока р. Касмала не доходила до Иртыша, а терялась в песчаных наносах, образуя сухую дельту. Алей впадал в Иртыш, принимая слева крупный

приток, долину которого ныне наследует широтный отрезок Алея. Дельта древнего Алея сохранилась близ с. Бородулиха в виде своеобразных террасовых ступеней, фиксирующих этапы отступления устья Алея.

В составе аллювия, заполняющего ложбины, преобладают разнозернистые пески, редко встречаются прослой и линзы илов, иловатых суглинков и супесей. Мощности осадков касмалинской свиты колеблются от 10—15 до 30—42 м, возрастая от верховий древних ложбин стока к их устьям, т. е. с северо-востока на юго-запад.

В тектоническом ражине Предалтайской равнины в ледниковое время существенных изменений не произошло. Приобское плато испытало медленное поднятие, о чем свидетельствует образование уступа четвертой террасы и затем врез речных долин перед аккумуляцией аллювия третьей террасы, образовавшейся в позднеледниковое время.

Третья (Енисейская, или Ишинская) терраса высотой 20—30 м широко развита по обоим берегам Катуня, где прослеживается от с. Маймы вниз по течению до Бийска и далее по правобережью Оби. Поверхность третьей террасы либо ровная, либо осложнена дюнами. Для нее характерно измельчение осадков по мере перехода от предгорий Алтая к равнине. Если в предгорьях терраса сложена преимущественно гравийно-галечниковыми образованиями, то в долине Оби она имеет существенно песчаный состав с незначительной примесью гравия или гальки. В верхней части ее разреза обычно залегают супеси и суглинки, в которых наблюдались образования типа криотурбаций. Последние одними авторами рассматриваются как следы наличия многолетней мерзлоты, другими — как результат сезонного промерзания, третьими — как следы грунтовых процессов при образовании осадков и в начале их диагенеза. О. М. Адаменко относит время формирования третьей надпойменной террасы к началу межстадиала, соответствующего каргинскому на севере Сибири, т. е. 20—30 тыс. лет назад. Это подтверждается многочисленными находками фауны млекопитающих позднего варианта верхнепалеолитического комплекса и результатами палинологических исследований (Щукина, 1960; Малолетко, 1963; Адаменко, 1963). Усилением засушливости климата в начале межстадиала О. М. Адаменко объясняет отмирание ряда небольших речек, приуроченных к ложбинам «касмалинского» типа, и широкое развитие эоловых процессов.

Особенно заметны следы развевания и перемещение аллювия касмалинской свиты, чему способствовал песчаный состав осадков, а также, вероятно, бедная степная растительность. Пески развевались, перемещались и аккумуляровались в древних долинах и на их склонах, образуя ряд форм эолового рельефа: бугры, дюны, гряды, барханы и т. д., между которыми располагались плоские дефляционные понижения. Наиболее интенсивной дефляции подверглись прибортовые части древних долин, где песчаный аллювий касмалинской свиты контактировал с плотными суглинками красnodубровской свиты. Именно вдоль краевых частей древних ложбин была сформирована цепь удлиненных понижений, используемых ныне мелкими речками, протоками, озерами и заболоченными участками (сограми). Песчаный материал переотлагался непосредственно в долинах или на склонах междуречий. Пылеватые частицы перемещались ветром на большие пространства и оседали на междуречьях более или менее равномерным плащом, формируя субазральные покровные отложения.

С изменением стока связана некоторая перестройка речной сети. Сильно сократившая расход река Пра-Алей, стекая с Рудного Алтая, у с. Локоть поворачивала к югу и уходила в Иртыш. В то же время со стороны обской долины сюда проникали верховья современного Алея, что было вызвано врезанием Оби. Перехват притоков Оби древним Пра-Алеем у с. Локоть привел к образованию современной долины

Алея. Участок древней долины Алея между с. Локоть и Семипалатинском отмер в результате начавшегося поднятия Бель-Агачского вала.

Во второй половине позднечетвертичной эпохи на территории Предальтайской равнины сформировалась вторая надпойменная (Галшская) терраса бассейна Оби высотой 14—16 м. На правом берегу р. Иши в районе с. Новосуртаевки наблюдается очень четкое прислоение второй террасы к третьей. Мощность аллювия второй террасы 10—15 м. Во время ее формирования сохранилась предшествующая обстановка проявления экзогенных процессов. На междуречьях по-прежнему были развиты эоловые процессы. Фауна, найденная в осадках второй террасы, относится к верхнепалеолитическому комплексу (Щукина, 1960; Миханков, 1961).

Общее усиление поднятия в конце позднечетвертичной эпохи отразилось в образовании уступа второй террасы и продолжавшегося эрозионного вреза.

Первая надпойменная терраса образовалась на границе с голоценом. Высота ее 10—15 м, но мощность аллювия достигает 20—25 м. К периоду ее формирования относится несколько примеров изменения расположения русел рек, не выходящих за пределы крупных долин.

В связи с общим увеличением влажности к концу ледникового века можно предполагать и повышение уровня грунтовых вод, благодаря чему многочисленные дефляционные понижения превратились в озера. Следы этой своеобразной «озерной трансгрессии» наблюдаются почти по всей Кулундинской степи. В некоторых древних ложбинах (Барнаульской, Касмалинской и др.) возникли даже небольшие речки.

Этап послеледникового преобразования рельефа (голоцен)

В начале голоцена на территории Алтая установились климатические условия, близкие к современным. С этого времени начался последний этап преобразования рельефа. Длительность его условно принимается в 10 тыс. лет, по аналогии с теми территориями, для которых имеются радиоуглеродные датировки.

Голоцен был также временем усиления общего тектонического поднятия гор Южной Сибири, поэтому при ослаблении процессов аккумуляции вынос стал преобладать над отложением.

Особое значение приобретает выделение голоценового этапа в связи с тем, что изучение развития рельефа в это время дает возможность сделать некоторые прогнозы направления дальнейшего развития рельефа.

Наиболее специфической чертой развития рельефа высокогорной части Алтая в голоцене было продолжение сокращения долинных ледников и формирование аккумулятивных форм рельефа. В периоды усиления таяния ледников развивались долинные зандры, в периоды приостановки или некоторой активизации ледников — стадияльные конечные морены.

К. Г. Тюменцев, В. П. Нехорошев, Л. Н. Ивановский в долинах, начинающихся в альпийских горах, выделили до восьми стадияльных морен, которые А. А. Вardanянц (1938) сопоставил со стадиями отступания ледников Кавказа и Альп. Однако при сравнительном изучении стадияльных морен в разных долинах Алтая Л. Н. Ивановский (1964, 1965) отметил лишь 4—5 стадияльных морен, являющихся общими для всего Алтая. Это количество подтверждается и нашими наблюдениями.

О возрасте конечных морен говорить в настоящее время трудно. Е. В. Максимов (1966), сопоставив имеющиеся в разных частях север-

ного полушария определения возраста конечных морен, пришел к выводу, что восемь стадияльных морен всюду формировались циклически через 1800—1900 лет, и максимальное продвижение ледников последнего оледенения в горах происходило 13500 лет назад. Это противоречит известным определениям времени максимального продвижения материковых и предгорных покровов (18—20 тыс. лет назад) в тех местах, где горное оледенение непосредственно переходило в покровное и поэтому не может быть принято.

Исходя из предположения, что имеющиеся в большинстве долин 4—5 стадияльных морен были сформированы в течение главного вюрма (т. е. около 20 тыс. лет), наиболее вероятно, что в голоцене на Алтае возникли три стадияльных конечных морены, считая за первую те 2—4 гряды, которые расположены близ концов современных ледников. Л. Н. Ивановский (1961—1964) разделил эту стадияльную морену на отдельные осцилляционные гряды исторической эпохи, но для наших целей, напротив, удобнее объединить их, так как генерализованные данные легче сравнить с сохранившимися древними, в которых генерализация выполнена самой природой.

Две более древних стадияльных морены могут относиться к периоду после климатического оптимума и к рубежу голоцена (аналог сальпау-сельке?), однако эти сопоставления весьма условны. Следует лишь сказать, что на Алтае ни один исследователь не отмечал признаков полного исчезновения ледников во время климатического оптимума и последующего нового возобновления их в тех же долинах, как это выявлено для горных областей крайнего Северо-Востока СССР или для Аляски.

Однако есть признаки того, что был момент, когда ледники сократились до меньшего размера, чем современные. Так, чрезвычайное обилие взвешенных пылеватых частиц в водах, вытекающих из-под ледников в долинах рек Ак-Алахи, Чаган-Узуна и др., можно объяснить размывом озерно-ледниковых супесей, которые накопились в период сокращения ледников и были затем перекрыты ими.

Голоценовые конечные морены состоят почти целиком из необработанного обломочного материала, почти не отличающегося от материала морен, переносимых ледниками в настоящее время. Очень редко среди остроугольных глыб и обломков попадают окатанные валуны и гальки, обработанные водными потоками. Голоценовые и ныне образующиеся морены имеют хорошо выраженную форму валов с маргинальными каналами и другими атрибутами ледниковой аккумуляции.

К голоценовым моренам примыкают водно-ледниковые террасы (долинные зандры), а у их проксимальной стороны встречаются локальные озерные террасы, сложенные пылеватыми супесями с ленточной слоистостью.

Реки врезаются в морены последнего оледенения на глубину до 40—60 м, а в ригельных участках и глубже. Эти части долин обычно узкие, нередко каньонообразные (рис. 9). Площадки террас в них наблюдаются редко и бывают очень узкими. В некоторых долинах с крутым уклоном площадки террас быстро выклиниваются вследствие интенсивного вреза реки.

В долинах рек краевой части Алтайских гор и почти на всем протяжении долин самых крупных рек довольно хорошо развиты возникшие в голоцене низкие террасы, которые вниз по течению переходят в пойму рек Предалтайской равнины.

В голоцене и в историческую эпоху продолжается преобразование долин альпийского высокогорья движущимися ледниками, развитие каров и нивальных ниш, разрушение покрытых льдом и снегом вершин, преобразование некоторых из них в карлинги.

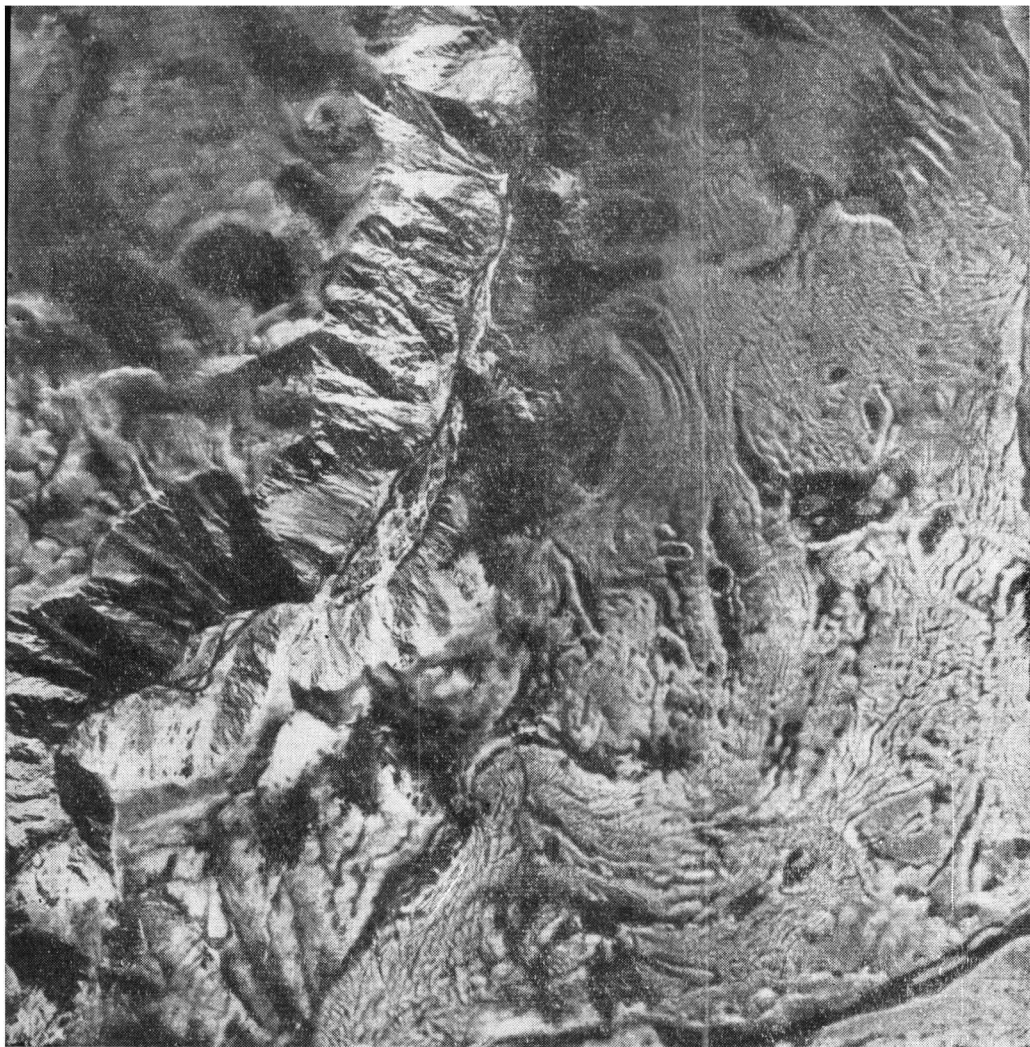


Рис. 9. Поверхность морены позднечетвертичного оледенения и врезающаяся в нее речная долина. Окраина Чуйской впадины. Аэрофотоснимок

Голоцен — период интенсивного проявления комплекса процессов, преобразующих склоны речных долин и горных хребтов. В условиях климата высокогорных районов эти процессы близки к процессам, развивающимся в перигляциальных областях (Марков, 1946). Колебания температуры, особенно сопровождающиеся частым переходом через 0° , вызывают интенсивное разрушение скальных пород, образование каменных россыпей на плато и осыпей на склонах гор. Россыпи чрезвычайно широко распространены во всем Горном и Рудном Алтае в пределах верхней части лесной зоны и над ней. На склонах долин Чуи и Чулышмана конусы осыпей имеют размеры до 100×300 м и более (Матвеев, 1939; Азарий, 1966). Уклоны естественного откоса осыпей колеблются в пределах $32-40^{\circ}$ в зависимости от состава обломочного материала.

В образовании осыпей и особенно обвалов большую роль могут играть землетрясения. Установлено, что некоторые районы с обилием осыпей и обвалов (например, долина Куяхтанара, южные склоны Южно-

Чуйского и Курайского хребтов) совпадают с зонами повышенной сейсмической активности (по данным Ф. С. Моисеенко, Е. П. Семакина и др.).

Формирование осыпей, курумов, каменных рек происходило на протяжении как голоцена, так и позднечетвертичной эпохи, поэтому датировка этих образований затруднительна. Определение возраста таких, вероятно сейсмогенных форм, как обвальные массы, в некоторых случаях может быть сделано по соотношению их с возрастом иных элементов рельефа — например, по тому, на какую речную террасу произошел обвал или в промежутке между какими конечными моренами лежат они на дне долины.

Аналогичным способом может быть определен и возраст конусов выноса пролювия — чрезвычайно широко распространенных форм рельефа в речных долинах Алтая. Они обычно опираются на поздние и послеледниковые террасы. В настоящее время большинство конусов выноса покрыты лесом, так что рост их либо не происходит, либо весьма ограничен. Следовательно, наибольшая часть конусов выноса возникла в начале голоцена.

Еще труднее определить возраст карстовых форм рельефа: воронок, провалов, гротоз и т. д., которые встречаются преимущественно в районах развития синийских и силурийских известняков в среднем течении Катуня (хребет Иолго), по рекам Чарышу, Аную и Песчаной, в нижнем течении Чуи и в других местах (Крюков, 1963; Тупотилова, 1965). С уверенностью можно говорить лишь о четвертичном и, видимо, довольно древнем возрасте карста, так как в пещерах Усть-Канского района найдены следы культур позднего палеолита.

В высокогорных областях Алтая, где сохраняется мерзлота, в голоцене продолжают развиваться специфические формы микрорельефа, характерные для перигляциальной обстановки полярных стран. К ним относятся кольца из каменных глыб, образующиеся в результате напряжений, возникающих в процессе замерзания — оттаивания деятельного слоя грунта на поверхностях выравнивания на высоте более 2800 м. Системы полигональных трещин в рыхлых отложениях, обусловленные ростом ледяных клиньев в грунте, наблюдаются на междуречье верховьев Чулышмана и рек, текущих в Монголию. На переувлажненных участках, преимущественно по берегам озер, динамика деятельного слоя грунта приводит к выпучиванию мелкозема, т. е. к появлению элементов пятнистой тундры.

На пологих склонах в высокогорных районах наблюдаются солифлюкционные смещения деятельного слоя грунта, что приводит к линейному расположению пятен выпучивания. Появление грунтового льда в пылеватых озерных суглинках обусловило развитие процессов термокарста. Термокарстовые озерные котловины довольно обильны в районе оз. Джулукуль, а также на плато урочища Ештык-коль и в других местах. Вероятно, термокарстовые процессы сыграли роль и в развитии озер в Чуйской впадине. Наиболее интенсивно термокарст проявлялся во время климатического оптимума. Современные климатические условия также не исключают возможности его развития.

В пределах Предалтайской равнины главным элементом рельефа, образовавшимся в голоцене, являются поймы. Поймы Оби, Бии и Катуня четко расчленяются на два уровня — высокий (3—4 м над меженным уровнем воды) и низкий (1—1,5 м). В предгорной зоне выделяются три уровня поймы — высокий (5—6 м), средний (3—4 м) и низкий (1—1,5 м). Мощность отложений поймы составляет 5—6 м, достигая иногда 10—15 м.

Высокая пойма Оби, Бии, Катуня, Чарыша, Алея и других крупных рек является для их боковых притоков — речек Каменки, Песчаной,

Иши, Бехтемира, Чемровки и других — первой надпойменной террасой, так как она никогда не заливается их водами. Ее высота колеблется от 3—4 м в низовьях рек до 6—7 м в их верховьях. В качестве надпойменной террасы обособилась совсем недавно. На ее поверхности много четких вееров блуждания, стариц и болот. В областях современных опусканий в составе отложений преобладают старичные и пойменные фации. Напротив, в зонах современных поднятий преобладают русловые фации.

В позднем голоцене отмечаются признаки понижения базиса эрозии. В верховьях многих рек можно наблюдать вершинные водопады высотой 3—5 м, перемещающиеся вверх по течению со скоростью до 30 м в год.

Характер голоценовой тектоники в общем унаследован от более ранних этапов.

По данным повторного нивелирования, современные неотектонические движения дифференцируются довольно сильно даже для такой сравнительно небольшой территории, как Предалтайская равнина. По Ю. А. Мещерякову (1965), скорости современных поднятий Предалтайской равнины колеблются от 1—2 до 10—13 мм в год. Максимальные поднятия зафиксированы в пределах Бель-Агачского вала, минимальные — в районе г. Алейска. Одновременно с аккумуляцией аллювия на поймах в речных долинах и на междуречьях сформировались покровные субаэральные отложения, делювий и пролювий на склонах, в балках и оврагах, эоловые образования на террасах, а иногда и на поймах. В голоцене отмечается новое усиление процессов эоловой дефляции и аккумуляции, что, видимо, обусловлено некоторой аридизацией климата современной эпохи.

Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из отложений пойм Л. Н. Федудиной и другими, свидетельствуют о том, что в начале голоцена в предгорьях Алтая существовали березово-сосновые леса. В середине голоцена в древостое появляется сибирский кедр. В позднем голоцене преобладали березовые, сосновые и смешанные леса.

В ы в о д ы

Проследив историю формирования рельефа Алтая по отдельным этапам, следует подчеркнуть главные геологические события и факторы, определившие направленность развития рельефа.

В процессе замыкания геосинклинали в позднем палеозое была создана геологическая основа рельефа с разломами, определившими ориентировку многих элементов орографии. Мезозойские горообразовательные движения, имевшие ряд этапов, несколько усложнили заложенный орографический план.

В конце мезозоя и в начале палеогена Алтай подвергся денудационному выравниванию в условиях равновесия между эндогенными и экзогенными силами или при преобладании последних. Созданную на этом этапе увалистую поверхность с отметками до 500—700 м можно считать древнейшим элементом наблюдаемого рельефа Алтая, если не принимать во внимание ее последующее сравнительно слабое преобразование.

Формирование современного горного рельефа Алтая на месте увалистой невысокой страны происходило под ведущим влиянием дифференцированных восходящих движений. Горообразование происходило в несколько этапов. На начальном этапе, когда поднятие носило сводообразный характер, оформились крупные черты орографии, следующие простиранию палеозойских структур.

Этот этап был отделен от последующего периодом некоторого затухания активности поднятий, что отразилось в увеличении дисперсности

миоценовых осадков. Близкий к современному по высоте горный рельеф был создан в течение главного этапа дифференцированных поднятий, когда кроме обновления многих палеозойских разломов был заложен ряд секущих новейших нарушений. Подвижки блоков осложнили и затушевали начальную сводовую морфоструктуру Алтая. Реки к концу этапа врезались в среднем до современного уровня, и в долинах появились делювиальные, пролювиальные и аллювиальные отложения.

Первые оледенения Алтая, включая среднечетвертичное, оставили очень мало конкретных следов в рельефе и отложениях, хотя именно с ними следует связывать образование главных черт альпийского рельефа гор. На прилегающих к горам равнинах, напротив, формировалась основная аккумулятивная поверхность междуречий.

Наблюдающаяся ныне ледниковая морфоструктура создана в основном на этапе позднечетвертичного оледенения, которое по масштабам развития ледников мало уступало среднечетвертичному. Развивалось несколько типов ледников, сменявших друг друга в процессе динамики оледенения или существовавших одновременно, но резко различавшихся по своей рельефообразующей деятельности. На начальных стадиях оледенения плато или выровненных приподнятых поверхностях появились малоактивные фирново-ледниковые, а затем ледниковые покровы, оказывающие очень небольшое воздействие на рельеф. В тех местах, где не было условий для дальнейшего роста ледников, следы их существования выявляются с трудом. В районах, где ледники получили способность к движению, остались наложенные формы аккумулятивного рельефа (например, на Чулышманском плоскогорье). Аллохтонные предгорные покровы, развитые, например, по окраинам Чуйской впадины, отличались интенсивностью движений. На их месте остались холмистые поля наложенных морен, формировавшихся при омертвлении ледников.

Долинные ледники Алтая по степени активности можно разделить на два типа. Долины с крутым склоном подвергались воздействию активно двигавшихся ледниковых языков, поэтому они приобрели поперечный профиль трогов, а на дне и склонах образовались гряды конечных и боковых морен. В долинах же с пологим уклоном продольного профиля ледники быстро теряли активность, поэтому троговая форма в них обычно не наблюдается. Аккумулятивный рельеф представлен моренами, которые в несколько ярусов располагаются на склонах, сменяясь на дне долины беспорядочно холмистым рельефом абляционной морены, среди которого нечетко выделяются стадияльные гряды.

К последнему типу долинных ледников близки ледники, заполнявшие ледоемы. Они также весьма умеренно производили экзарацию котловин, но оставили разнообразные аккумулятивные формы, среди которых в наиболее типичных ледоемах присутствуют камовые террасы.

Широкое развитие перигляциальных процессов во время снижения верхнего предела лесов и оголения склонов привело к интенсивному их преобразованию, развитию осыпных и солифлюкционных, а в Рудном Алтае — золотых процессов.

На дне долин сформировалась речная или водно-ледниковая терраса, имеющая в большинстве областей высоту до 40—60 м, но снижающая свою высоту до 15—25 м при выходе за пределы гор.

Интересно отметить, что в течение ледниковой эпохи общий баланс поступления и выноса материала на уровне дна речных долин оставался близким к равновесному: реки, с одной стороны, почти не углубили свои долины, а с другой — в них сохранилось немного аккумулятивных форм.

Этап послеледникового преобразования рельефа Алтая характеризуется более заметной тенденцией к поднятию, чем предыдущий. Главными экзогенными процессами являются эрозионные, склоновые и перигляциальные.

*Светлой памяти
Бориса Федоровича Сперанского,
выдающегося исследователя
Салаирского края
посвящается*

САЛАИРСКИЙ КРЯЖ

Салаирский кряж (Салаир) — один из важных экономических районов Алтае-Саянской горной области. Здесь имеются полиметаллические и бокситовые месторождения, золотоносные россыпи и многие месторождения нерудного сырья. Не раскрыты еще достаточно перспективы кряжа в отношении таких обещающих полезных ископаемых, как киноварь, никелевые, марганцевые и железные руды, флюорит, магнетит и фосфорит. Присалаирские районы являются одной из житниц Сибири, характеризующейся высокими устойчивыми урожаями. Значение Салаира определяется и географическим его положением на стыке индустриального Кузбасса с развитым машиностроением Алтайского края и Новосибирской области, а также хорошими транспортными его связями по железнодорожным и шоссейным магистралям.

С давних пор Салаирский кряж привлекал внимание многочисленных исследователей, и по нему накопилась большая естественно-географическая и геологическая литература. Но, несмотря на длительное его изучение, многие вопросы геологической истории, в частности формирование покрова мезозойско-кайнозойских отложений и рельефа, остаются слабо разработанными. Нет даже единого мнения о его границах.

ГРАНИЦЫ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

К северу от горных хребтов Алтая, отделяясь от них межгорной Ненинско-Чумышской и предгорной Бийско-Барнаульской котловинами, расположен Салаирский кряж (Салаир). Первые исследователи кряжа (Бегер, 1831; «Об открытии...», 1831, 1832; Кулибин, 1836, 1839; Гельмерсен, 1840а; Helmersen, 1840, 1843, 1848а, б; Erman, 1847; Бояршинов, 1856; Полетика, 1860; Nesterowsky, 1875, Нестеровский, 1896) считали его отрогом Малого Алтая (Алатау). Соколовский (1834) называл его Томско-Обским кряжем. Позже, как об этом свидетельствует Нестеровский (1896), он именовался Кузнецкими горами. Предполагается, что свое современное название он получил от Салаирских рудников, которые в свою очередь были названы по дер. Салаирской (по-телеутски Сараирск), где проживал один из первооткрывателей серебряных руд охотник Нарышев.

Орографически кряж выражен недостаточно четко. Его орографические границы часто не совпадают с геологическими. Поэтому вопрос о размерах и границах кряжа должен решаться с учетом тектонического строения. Впервые это было отмечено для Салаира Б. Ф. Сперанским (1933а) и М. А. Усовым (1935б). М. А. Усов считал, что кряж совпадает с границами распространения нижнепалеозойских формаций, обычно перемежающихся со средне- и даже верхнепалеозойскими. Северная и

восточная границы кряжа являются более или менее естественными, совпадая с периферией угленосных отложений Кузбасса. Другие границы его менее четкие, так как палеозой здесь постепенно погружается под рыхлые отложения Западно-Сибирской низменности. Позднейшими исследованиями внесены лишь некоторые уточнения в основные представления М. А. Усова.

Северо-восточный склон Салаирского кряжа имеет довольно четкую орографическую границу. Частично она проходит по Кузнецко-Салаирскому глубинному разлому, выраженному в рельефе уступом, носящим название Тырган. Но начиная с верховий рек Фролихи и Колтырака геологическая граница между Салаиром и Кузнецкой межгорной котловиной располагается восточнее Тыргана. Здесь салаирские каледонские структуры оказались лежащими в пределах орографического понижения Присалаирской впадины. Между реками Касьмой и Уром уступ Тыргана разрушен верховьями многочисленных логов и мелких речек и представляет собой группу невысоких пологих холмов, постепенно сливающихся с холмами Кузнецкой котловины. Как свидетель древнего рельефа Салаира, над беспорядочно разбросанными холмами возвышается двуглавая гора Копна. Далее на юго-восток Тырган теряет свою четкость и прямолинейность, Присалаирская впадина сужается, и южнее р. Бол. Бачата в пределы орографического Салаира заходят кузнецкие позднегерцинские структуры. Отсюда они прослеживаются до устья р. Сары-Чумыша, где вместе с салаирскими каледонскими структурами обрываются разломом Ненинско-Чумышского грабен-синклинория.

Южный Салаир орографически выражен в виде узкой скалистой Кивдинской гряды. На юго-западе гряда снижается, разбиваясь на группу вытянутых в одном направлении сопков, и погружается под рыхлые отложения Бийско-Барнаульской котловины. Вопрос о южной границе Салаирского кряжа неоднократно освещался в литературе. Автор «Об открытии...» (1832), а также В. И. Яворский и П. И. Бутов (1927) довели южное окончание кряжа до Телецкого озера. Б. К. Поленов (1915) и А. А. Зенкова (1934) ограничивали Салаир параллелью с. Томского (Томского завода). Позже это мнение нашло картографическое отображение в работах Е. Н. Щукиной (1956), Г. В. Занина (1958), Н. И. Михайлова (1956, 1961), а также на Геоморфологической карте СССР под общей редакцией И. П. Герасимова (1960). М. П. Нагорский (1941а) Южный Салаир относил к Горной Шории. Исходя из структурных данных ближе всего к действительности оказываются представления Г. Щуровского (1846), Г. П. Гельмерсена (1840, 1843, 1848а, б), Н. Нестеровского (1896), а из более поздних авторов — С. П. Сулова (1947а, б, 1954) и Н. Камбалова (1952), ограничивавших кряж на юге долиной р. Бии у Сандыбского форпоста (ныне пос. Сандып). Эти авторы ошибались лишь в том, что в Южный Салаир включали и левобережье р. Нени. Последние исследования показали, что принимаемый ими за южное окончание кряжа Сары-Чумышский вал представляет собой и орографически и тектонически молодое образование (Малолетко, 1960).

Северо-западную границу Салаира большинство исследователей проводит без учета тектонического строения, включая в состав кряжа Буготакскую горст-антиклиналь и Горловскую грабен-синклиналь, являющиеся позднегерцинскими структурами Кольвань-Томской дуги (Державин, 1890 Нестеровский, 1896; Сулов, 1947а, б, 1954; Протопопов, 1948; Михайлов, 1956, 1961а; Малолетко, 1964, 1965а, б, и др.). И лишь на физической учебной карте Новосибирской области под редакцией А. Г. Гущиной (1963) Буготакские сопки впервые показаны как самостоятельная гряда, имеющая перпендикулярную по отношению к направлению структур кряжа ориентировку. Вследствие общности геоло-

гического развития этих структур и орографические границы их весьма нечеткие. В ходе своего развития Салаирский кряж оказывал постоянное воздействие на формирование структуры и рельефа Колывань-Томской дуги. С начала мезозойской эры обе эти структурные зоны развиваются взаимосвязанно. Границу между ними мы проводим по линии разлома, разделяющего Чемскую ступень Салаирской области завершенной каледонской складчатости с Горловским краевым прогибом. Б. Ф. Сперанским и А. Л. Матвеевской Чемский разлом установлен в правобережье р. Чема, откуда он прослеживается на юго-запад в направлении г. Черепаново.

Труднее выделяется юго-западная граница. Здесь орографическая и геологическая границы не совпадают, так как в мезозойскую эру на западе Салаира начала развиваться наложенная Бийско-Барнаульская впадина, представляющая в современном рельефе предгорную котловину. Поэтому граница кряжа здесь обычно проводится вдоль долины Чумыша, вскрывающей палеозойские отложения. Лишь отдельные невысокие сопки — Горновская, Яминская и др. — переходят на левый берег Чумыша. Этот переходный между Бийско-Барнаульской котловиной и кряжем участок, отличающийся сравнительно маломощным рыхлым покровом, по структурным признакам относится нами к Салаиру.

Долгое время возвышенность у г. Камня-на-Оби считалась в структурном отношении частью Колывань-Томской дуги (Коровин, 1954; Кузнецов, 1952, 1954). В 1948 г. В. В. Вдовиным (1951, 1956а) установлено, что Каменско-Чумышское поднятие в структурном отношении является крайней западной ветвью Салаирского кряжа. После этого на структурных картах М. К. Коровина (1956), А. Л. Матвеевской (1956а, б; Матвеевская, Иванова, 1960), В. А. Кузнецова (1963), А. М. Малолетко (1963ж, 1964) западная граница Салаира стала проводиться в районе г. Камня-на-Оби. В настоящее время, учитывая географическое положение, особенности современного и погребенного рельефа и тектоническое строение, этот район мы именуем Каменским Присалаирьем. В рельефе граница между Каменским Присалаирьем и Колывань-Томской предгорной возвышенностью выражена слабо.

В геотектоническом отношении Салаирский кряж является северным продолжением структур Горного Алтая, часть которых погружена по разломам под мезозойские и кайнозойские отложения, заполняющие Ненинско-Чумышский грабен-синклиорий и Бийско-Барнаульскую впадину. Многие исследователи считают Салаир эпикаледонской платформой (Сперанский, 1933; Коровин, 1945, 1954, 1956; Вдовин, 1951, 1956а; Кузнецов, 1952, 1954; Матвеевская, 1948, 1956а, б, 1960; Муромцев, 1959; Зайцев, 1963; Малолетко, 1963ж, 1964, 1965в). Но имеются мнения и о том, что территория Салаирского кряжа является областью герцинской складчатости, поскольку ее окончательная консолидация произошла в герцинскую эпоху (Унксов и др., 1958; Белостоцкий, Зоненшайн и др., 1959; Крашенинников, 1959; Бельская, 1960; Сарычева и др., 1963; Кузнецов, 1963).

Нам кажется, что ближе всех к истине находятся В. Д. Фомичев (Фомичев и Алексеева, 1961) и Н. С. Зайцев (1963), по мнению которых на Салаире к концу силурийского периода наступили субплатформенные условия и сохранялась известная подвижность его территории в более позднее время. Мы считаем, что в эпоху герцинской складчатости Салаир существовал уже как область завершенной каледонской складчатости сложного складчато-глыбового строения. Девонские и раннекаменноугольные отложения в пределах Салаира представляют собой самостоятельный структурный ярус, лежащий с угловым несогласием и часто со значительным стратиграфическим перерывом на дислоцированном раннепалеозойском фундаменте. Эти породы заполняют

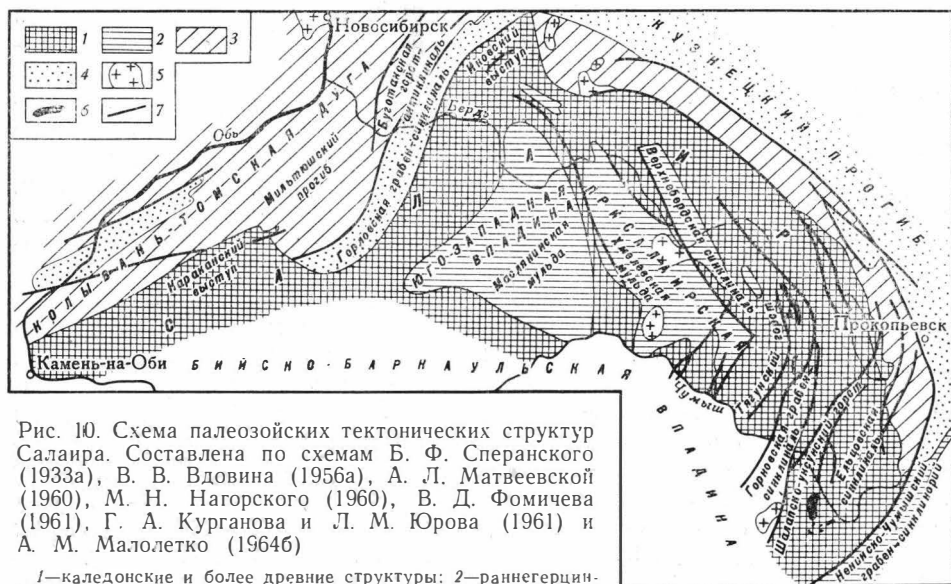


Рис. 10. Схема палеозойских тектонических структур Салаира. Составлена по схемам Б. Ф. Сперанского (1933а), В. В. Вдовина (1956а), А. Л. Матвеевской (1960), М. Н. Нагорского (1960), В. Д. Фомичева (1961), Г. А. Курганова и Л. М. Юрова (1961) и А. М. Малолетко (1964б)

1—каледонские и более древние структуры; 2—раннегерцинские платформенные (наложенные) структуры; 3—раннегерцинские геосинклинальные структуры; 4—позднегерцинские структуры (краевые прогибы; 5—кислые интрузии; 6—гипербазиты; 7—главные разломы

на Салаире наложенные мульды — Юго-Западную Присалаирскую (по Б. Ф. Сперанскому)¹, Горновскую грабен-синклиналь и ряд более мелких структур, заложение которых началось в девонском периоде. Складчатость в этих толщах проявилась уже в условиях слабо мобильной области, заканчивающей свою стабилизацию в основном в завершенных свое развитие структурах.

Относительная подвижность Салаирской складчатой области во второй половине палеозойской эры объясняется близостью ее к Кольвань-Томской геосинклинальной системе. Структурно-тектоническое строение Кольвань-Томской дуги с несомненностью указывает на то, что формирование ее проходило под воздействием консолидированных структур Салаира. Последние также испытали в конце палеозойской эры влияние интенсивного складкообразования Кольвань-Томской дуги. В результате этого в зоне сопряжения складчатые структуры и дизъюнктивы Салаира изменили направление простираций.

Как крупная геоструктура Салаир представляет собой антиклинорий сложного внутреннего строения, имеющий в плане форму пологой дуги с выпуклостью на северо-восток (рис. 10). Внутри антиклинория имеется ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок, осложненных по дизъюнктивным нарушениям складчато-глыбовыми структурами. Восточное крыло его крутое, а западное более пологое и осложнено наложенной структурой — Юго-Западной Присалаирской мульдой.

На севере и северо-западе Салаирская область каледонской складчатости имеет нормальное сопряжение с герцинской складчатой областью Кольвань-Томской дуги через Чемскую ступень, Горловский краевой прогиб и Буготакскую геоантиклиналь. Горловский прогиб на северо-востоке постепенно переходит в Кузнецкий краевой прогиб, ограничивающий Салаир с востока. В зоне сопряжения с Кольвань-Томской

¹ А. Л. Матвеевской эта мульда вместе с погребенной ее южной частью называлась Барнаульской синеклизой (1956а) и Центральной Алтае-Салаирской впадиной (Матвеевская, Иванова, 1960), М. П. Нагорским (1960) — Маслянинской и Залесовской впадинами, Г. А. Кургановым и Л. М. Юровым — Хмелевской структурой, а Н. С. Зайцевым (1963) — Бердской (Верхне-Бердской) наложенной впадиной.

дугой структуры Салаира, имеющие северо-западное простирание, дугообразно заворачивают на юго-запад на сторону Камня-на-Оби, образуя Иковский и Караканский выступы. Каледонские структуры Каменского Присалаирья сопрягаются с герцинскими структурами Кольвань-Томской дуги через Шеломскую ступень, Ельцовский краевой прогиб и Ордынскую геоантиклиналь.

Простирание погребенных структур Салаира на юго-запад устанавливается по данным геофизических исследований, результатам немногочисленных бурений и анализу палеозойского обрамления Бийско-Барнаульской котловины. Некоторые косвенные данные для этого дает также анализ ее рельефа, речной сети и строения кайнозойского покрова.

Геофизическими исследованиями (Кочетков, 1962; Адаменко, 1963) четко выявлен пояс ультраосновных интрузивных тел, дугообразно протягивающихся в Барнаульском Приобье по правому берегу Оби от р. Бобровки до р. Ини. Некоторые ультраосновные интрузии к северу от Барнаула вскрыты и буровыми скважинами. По аналогии с обнаженной частью Салаира можно предположить, что Прибарнаульский пояс ультраосновных интрузий приурочен к разломам, проходящим внутри каледонских структур, а возможно, по тектоническому контакту их с более древними структурами Барнаульской глыбы, описанной А. М. Малолетко (1963ж) и О. М. Адаменко (1963в) по геофизическим материалам. Основные интрузии типа Харловского массива известны и южнее Барнаульской глыбы — в пределах подходящих к ней каледонских структур Чарышско-Талицкой зоны Горного Алтая. Таким образом, можно допустить структурную связь обнаженных структур Каменского Присалаирья с Чарышско-Талицкой зоной через Бийско-Барнаульскую котловину. Наложённые раннегерцинские структуры Юго-Западной Присалаирской мульды, по-видимому, проходят далеко на юг, где, возможно, смыкаются с Ануйской раннегерцинской складчатой зоной Горного Алтая.

К ИСТОРИИ НАКОПЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА

О РЕЛЬЕФЕ И МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

В связи с тем что Салаирский кряж является одним из первых горнопромышленных районов Сибири, сведения о его геологическом строении, орографии, рыхлых отложениях и связанных с ними полезных ископаемых появились уже в XVIII в.

В первой половине XIX в. исследованиями был охвачен почти весь Салаир (Ренованц, 1792, Renovantz, 1789; Hermann, 1797—1801; Engelhardt, 1829; «Об открытии...», 1831, 1832; Гернгросс, 1834; Соколовский, 1834; «Отчет...», 1834, 1838, 1841—1844, 1850, 1851; Кулибин, 1836; Щуровский, 1846; Гельмерсен, 1840а, Helmersen, 1840, 1843, 1848а, б; «Военно-статистическое...», 1849). В это время сложились первые представления о размерах, простирании и рельефе кряжа. Они уточнялись и дополнялись многочисленными наблюдениями исследователей второй половины XIX в. (Ефимовский, 1855; Щуровский, 1869; Семенов и Потанин, 1877; Богданов, 1883; Адрианов, 1888; Державин, 1890, 1893, 1895). При этом впервые асимметрия кряжа отмечена А. Бояршиновым (1856), а на плоский его рельеф обратил внимание Б. Ф. Котта (Cotta, 1869а, б, 1871). О наличии карстовых пещер по р. Берди впервые сообщил О. И. Билль (1893).

Исследованиями конца XIX — начала XX в. установлено наличие на Салаире богатых золотоносных россыпей («Об открытии...» 1831, 1832; Голяховский, 1832; Соколовский, 1834; «Геогностическое описание...», 1834; Гернгросс, 1834; «Краткое описание...», 1837; «Ведомость о казен-

ных...», 1843—1845, 1847, 1849; «Ведомость о частных...», 1835, 1836, 1842—1846, 1848; «Ведомость об открытых...», 1838; «Отчет...», 1838, 1841—1844, 1850, 1851; Ковригин, 1861; Брусницин, 1882; «О производительности...», 1893; Еремеев, 1896; Реутовский, 1896, 1905; «Добыча...», 1898; «Краткий исторический очерк...», 1897; Иностранцев, 1906; «Интересный золотой самородок...», 1906; Обручев, 1909, 1911), содержащих также платину и киноварь (Tchichatcheff, 1845; Нестеровский, 1896). Кроме того, в рыхлом покрове кряжа были выявлены железные руды и огнеупорные глины (Принг, 1861; Брусницин, 1882; Иосса, 1893; Билль, 1895; Gromier et Barrillon, 1912). Промышленное освоение этих полезных ископаемых благоприятствовало накоплению знаний по строению современных и древних речных долин и водоразделов. На основании накопившихся материалов Н. Я. Нестеровским (1896) написана первая обстоятельная сводка по орографии и геологии кряжа (Nesterowsky, 1875).

В конце XIX в. на Салаире, входившем в состав Алтайского горного округа, начались систематические геологические съемки геологами «Кабинета Его Величества», продолжавшиеся до первой мировой войны (Иностранцев, 1895, 1898; Поленов, 1897, 1907, 1908, 1915; Петц, 1898, 1902; Танфильев, 1902). В процессе этих съемок большое внимание было уделено рыхлым отложениям, особенно покровным лёссовидным суглинкам, и изучению речных террас. В этот же период покровные рыхлые осадки Обь-Чумышского междуречья и террасы р. Чумыша описал М. Е. Янишевский (1909).

В 1906 г. И. П. Толмачев опубликовал орографический и геологический очерки Салаира («Россия... XIV»).

В периоды первой мировой войны, Октябрьской революции и гражданской войны геологические исследования на Салаире были прерваны. Они возобновились уже со становлением Советской власти и начаты были сибирскими геологами — А. М. Кузьминым (1923, 1928, 1930), Б. Ф. Сперанским (1923, 1924а, б, в, 1926б, 1927а, б, г, 1929, 1933а, в, 1936, 1937, 1939а, 1948) и К. В. Радугиным (1928). Особенно большой вклад в познание строения рыхлых отложений, генезиса рельефа и неотектоники кряжа внес Б. Ф. Сперанский, основные выводы которого по этим вопросам подтверждены более поздними работами и не утратили своего значения до настоящего времени (Малолетко, 1966).

В 1931 г. на Салаире и в Присалаирье проводила комплексные исследования Кузнецко-Барнаульская экспедиция АН СССР, в отчетах которой содержатся многочисленные и ценные сведения о рельефе и истории его формирования (Прасолов, 1931, 1936; Завалишин, 1936, Завалишин и Розов, 1931; Афанасьева, Котенева, Поярков, 1934; Поярков, 1936; Поляков, 1934; Соколов, 1935, 1936). В это время Н. Н. Соколов впервые обратил внимание на ярусность рельефа кряжа и наличие придолинных скульптурных ступеней. Одновременно М. А. Усов (1935б, 1936а), а позднее П. М. Большаков (1961) указали на существование в пределах Салаира поверхностей выравнивания, фиксированных корой выветривания, и отметили современное общее воздымание кряжа.

В 30-х годах на Салаире развернулись планомерные геологосъемочные работы, проводившиеся под руководством М. А. Усова (1935б, 1936а, 1937б) и Б. Ф. Сперанского. В процессе их получили некоторое освещение и вопросы палеогеоморфологии кряжа. Из исследователей этого периода, касавшихся истории развития рельефа, следует отметить Г. П. Болгова (1933), А. А. Зенкову и А. Л. Матвеевскую (1934, 1937), И. Е. Шатрова (1937).

Особое внимание к изучению пепелена и кор выветривания Салаира было привлечено открытием залежей гидраргиллитовых бокситов (Лабазин, 1931, 1932а, б; Аншелес, 1931; Ермолаев и Попов, 1933; Усов, 1932—1937; Нагорский, 1934, 1940, 1943а, б, 1944, 1958; Нагорский и Шу-

милова, 1934; Казаринов, 1942, 1948, 1958; Гаррис, 1947; Матвеевская, 1956в; Шукина, 1956; Фомичев и Алексеева, 1961; Малолетко, 1963). Одновременно шло изучение и других полезных ископаемых, связанных формированием с корами выветривания: огнеупорных глин, песков, минеральных красок, маршаллита (Кузьмин, 1932а; Писцов, 1933; Жуков, 1934а, б; Кузнецов, 1930а, б, 1934а, 1937; Казаринов, 1941, 1947а, б, 1958; Кляровский, 1948а, б; Питтер, 1963а, б; Ботвинников, Колобков, Кузнецов, Шаманский, 1961; Эпштейн, 1963; Малолетко, 1962в, г, 1963в, г, 1964б, 1965б), никелевого и магнезитового рудопроявления (Кузьмин, 1932б; Афанасьев, 1938; Дербилов, 1940; Зильберман и Багдасаров, 1959; Фатин, 1962; Коржнев и Бесходарнов, 1962, 1963). В результате большого объема поисковых работ, связанных с изучением кор выветривания, накоплены и частично обобщены некоторыми из указанных исследователей многочисленные материалы по истории формирования рельефа края в течение мелового и палеогенового периодов.

В то же время производившиеся исследования россыпей золота, титанистых минералов и киновари помогли реставрации раннеантропогенной речной сети (Вебер и Маркова, 1920; Берлинг, Константинов и Лихарева, 1927; Сперанский, 1933в; Булытников, 1933, 1934, 1937а, 1940, 1948; Юрмазов, 1933; Усов, 1936; Васильев, 1933; Довгаль, 1936; Фомичев и Самодуров, 1945; Гаррис, 1947; Лебедев, 1950; Фомичев и Алексеева, 1961; Казаков, 1963; Фатин, 1963; Малолетко, 1961, 1964, 1965в).

В связи с горно-экономическим освоением территории проводилось изучение широко распространенного в его пределах карста (Полиновский, 1935; Большаков, 1938а, б, 1944, 1961; Хороших, 1949б; Радугин, 1961; Питтер, 1962).

Общегеографическое описание Салаира с краткой характеристикой рельефа имеется в работах В. А. Обручева (1936), Г. В. Малкина и М. Н. Колобкова (1941), В. П. Казаринова (1947), Н. Н. Протопопова (1948), С. П. Сулова (1947а, б, 1954), Н. И. Михайлова (1956, 1961а, б), М. И. Помуса (1956), Н. А. Гвоздецкого и Н. И. Михайлова (1963).

История формирования тектонических структур и рельефа края кратко изложена в учебных пособиях: А. Д. Архангельского (1941), С. С. Кузнецова (1960), Я. М. Левитеса (1961), С. С. Воскресенского (1962), Д. В. Наливкина (1962), О. Л. Эйнора (1964), Е. Д. Шлыгина (1964), Е. М. Лазько (1965). Сведения о масштабе современных тектонических движений на Салаире приведены Ю. А. Мещеряковым (1965).

Указания на сейсмичность Салаира имеются в работах И. Н. Ренованца (Renowantz, 1789), «Землетрясение...» (1858, 1882, 1898), С. Л. Соловьева (1961), Р. И. Ховановой (1961), С. И. Масарского и Ф. С. Моисеенко (1962), Г. М. Цибульчика, Н. Д. Жалковского и Ф. С. Моисеенко (1964), Н. Д. Жалковского, Г. М. и И. Д. Цибульчиков (1965). Современная овражная эрозия на юге Салаира и в Присалаирье описывалась А. С. Крюковым (1958), В. М. Остроумовым (1963б) и А. Д. Орловым (1964).

Я. Я. Демшин (1962) установил проявление нивальных процессов на юге Салаира.

Тектоническое строение и положение Салаира в системе структур Алтае-Саянской области рассматривались Б. Ф. Сперанским (1933а, б, 1948), М. А. Усовым (1936а, б, 1938), М. К. Коровиным (1945, 1954, 1956), В. А. Кузнецовым (1952, 1954, 1963), В. В. Вдовиным (1951, 1956а), А. Л. Матвеевской (1956а, б, 1960), А. Д. Додиным (1956), В. А. Унксовым (1958), В. С. Муромцевым (1959), И. И. Белостоцким, Л. П. Зоненшайном, Б. Н. Красильниковым, Г. А. Кудрявцевым, А. А. Моссаковским, И. Ф. Пожарицким, Н. П. Херасковым (1959), В. С. Мелещенко, Э. Н. Яновым, И. Н. Казаковым (1960), Н. С. Зайце-

вым (1963, 1964), Б. Н. Красильниковым (1966), Э. Н. Яновым (1966) и В. П. Нехорошевым (1966).

Обобщающих работ по Салаирскому кряжу очень мало. Геологический очерк Б. Ф. Сперанского остался в рукописи (1934), опубликовано лишь краткое его изложение (1937, 1939). В 1961 г. вышел из печати «Геологический очерк Салаира» В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой. Крупными обобщениями по палеогеографии кряжа в мезозойскую и кайнозойскую эры, его геоморфологии, характеристике рыхлого покрова и связанных с ним полезных ископаемых являются кандидатские диссертации М. А. Гаррис (1947) и А. М. Малолетко (1964, 1965а). Общие закономерности формирования рыхлых толщ и современной поверхности в связи с древними структурами в Северозападном Присалаирье рассматривались А. Л. Матвеевской (1956в).

Неотектонике и обусловленной ею яркости рельефа Салаира было посвящено несколько докладов на Совещании по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (Малолетко, 1965б; Сваричевская, 1965; Вдовин, 1965).

В связи с освоением целинных и залежных земель в Алтайском крае Г. В. Заниным (1958) составлена геоморфологическая карта края, включающая и Салаир. Сельскохозяйственную оценку рельефа произвела В. И. Кравцова (1959).

Большое значение для познания истории формирования рельефа Салаира имеют исследования по изучению мезозойских и кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской и Ненинско-Чумышской котловин. Среди них должны быть отмечены работы А. М. Кузьмина (1928—1930), П. А. Православлева (1933), Р. С. Ильина (1935), М. И. Кучина (1935), Б. Ф. Петрова (1937, 1939, 1948, 1959), Л. А. Рагозина (1938), А. И. Москвитина (1940, 1952, 1960), Б. Ф. Сперанского (1948), М. П. Нагорского (1941а, б), А. С. Кириллова и В. Ф. Сенцовой (1947), В. В. Вдовина (1956б), А. М. Малолетко (1957, 1959, 1960, 1962а, б, 1963г—ж), А. Л. Матвеевской и Е. Ф. Ивановой (1960), В. Е. Рясиной (1961, 1962а, б, 1963), А. П. Захарова и И. П. Максимова (1962), О. М. Адаменко (1963 а—г), О. М. Адаменко и А. М. Малолетко (1963), О. М. Адаменко, Л. М. Юрова и др. (1963), И. Г. Зальцмана (1957, 1965), В. А. Мартынова (1957, 1961а, б, 1965), В. А. Мартынова и Е. И. Борзенко (1962).

Наконец, необходимо отметить многочисленные исследования сотрудников Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений и треста «Запсибзолото», связанные с планомерной геологической съемкой и поисками полезных ископаемых, результаты которых в своем большинстве не опубликованы, но широко использованы нами.

История исследования Салаира отражена в работах В. А. Обручева (1931, 1933, 1934, 1937, 1944). Кроме того, списки литературы по геологии и географии Салаира публиковались в 1896 и 1933 гг. Специальная подборка литературы по истории исследования рельефа и рыхлых отложений кряжа выполнена А. М. Малолетко (1963б).

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

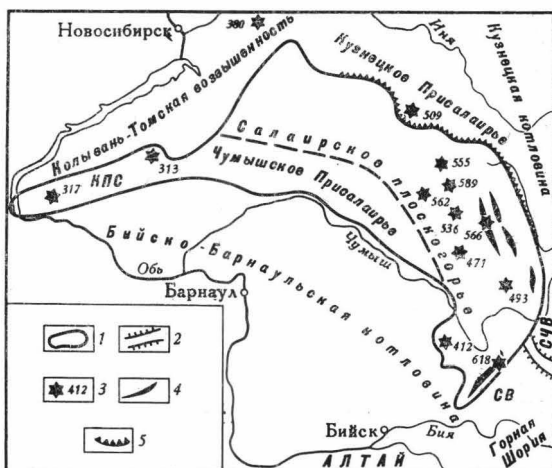
По характеру рельефа Салаир делится нами на Салаирское плоскогорье, Чумышское (Юго-Западное) и Каменское Присалаирье (рис. 11). Границы между ними условные, хотя каждый из выделенных районов отличается свойственными ему чертами рельефа, обусловленными тектоническим строением, литологическим составом пород и характером проявления эрозионных процессов.

Прежние исследователи под Салаирским кряжем подразумевали обычно только его возвышенную горную часть, выделяемую нами под

Рис. 11. Схема геоморфологического районирования Салаира

1 — граница Салаира; 2 — Сары-Чумышский вал; 3 и 4 — отдельные моноднок; 5 — уступ Тырган

Буквами обозначены: СВ — Солтонская впадина; СЧВ — Сары-Чумышская (Кондомская) впадина; КПС — Каменское Присалаирье



наименованием Салаирского плоскогорья. Предгорья, описываемые нами как Присалаирье, за редким исключением включались в состав прилегающих межгорных котловин или именовались предгорными равнинами.

Еще в 1869 г. Б. Ф. Котта характеризовал Салаир как плоскую горную цепь. Б. Ф. Сперанский (1933в) считал, что современная поверхность края генетически представляет собой пенеплен. Это определение поверхности Салаира в настоящее время общепризнано. Отрицание Л. А. Варданянцем (1931) возможности пенепленизации Салаира, основанное на представлении о низком положении базиса эрозии в Кузнецкой котловине, объясняется недоучетом того, что современные высоты Кузнецкой котловины такие же, а в некоторых местах даже выше, чем на Салаире. И только наличие приразломной Присалаирской тектонической впадины вдоль Кузнецко-Салаирского разлома, выраженного в рельефе в виде уступа Тыргана, создает впечатление о низких отметках Кузнецкой котловины. Совершенно права М. А. Гаррис (1947), писавшая о том, что «Кузнецкая котловина понятие относительное, скорее геологическое, чем географическое». При формировании Салаирского пенеплена базис эрозии, вероятнее всего, находился не в Кузнецкой, а в Бийско-Барнаульской и Кулундинской впадинах. Как пенеплен Салаир описывали П. П. Поляков (1934), Л. И. Прасолов (1936), А. А. Завалишин (1936), Н. Н. Соколов (1935, 1936) и многие другие исследователи. Н. Н. Соколов на Салаире выделил плато и пологий западный склон — Присалаирье. Он писал, что большие водораздельные участки края слабо затронуты размывом, что водораздельные увалы обычно плоские, а на крупных увалах заметно выражены постоянные уровни. Это было первое указание на существование на Салаире поверхностей выравнивания. Более определенно об этом сказал М. А. Усов (1935), отметив, что в результате поднятия Салаирского края на его поверхности проявились циклы денудации с образованием поверхностей выравнивания с корами выветривания. Развивая взгляды М. А. Усова, П. М. Большаков (1961) указал, что на Салаире имеется несколько поверхностей выравнивания.

Ярусность рельефа на Салаирском плоскогорье наблюдали также З. А. Сваричевская (1965) и В. В. Вдовин (1965). Ими отмечено наличие нескольких уровней вреза в первичную (400—500 м) выровненную поверхность Салаира, отражающих отдельные этапы в развитии современного рельефа. Эти врезанные и прислоненные поверхности, шириной в несколько километров, типа педиленов имеют широкое распростра-

нение, охватывая также территорию Присалаирья, Кузнецкой котловины и Колывань-Томской возвышенности. В настоящее время природа этих поверхностей выравнивания не изучена, не проведено и картирование их. По предварительным данным З. А. Сваричевской и В. В. Вдовина, выделяются уровни поздне мелового-эоценового и позднеолигоценового возраста. Кроме того, непосредственно к современным долинам тяготеют поверхности раннеплейстоценового возраста. Процессы педипленизации в области Салаирского пенеплена, выразившиеся в появлении ярусности рельефа, отражают, возможно, проявления колебательных тектонических движений блокового характера, происходивших по древним структурным швам в конце мезозойской — начале кайнозойской эры, и связанной с ними эрозионной деятельностью.

Первичная выровненная поверхность перекрыта маломощными верхнемеловыми и более молодыми осадочными, горизонтально залегающими породами. Антропогенный лёссовый покров сгладил первичные неровности и придал рельефу современные плавные очертания. Учитывая соотношение между внешними чертами рельефа и его геологическим строением, мы считаем возможным основную выровненную поверхность Салаирского кряжа в структурно-геоморфологическом отношении назвать эрозионно-денудационным диспленом в понимании Ю. А. Мещерякова (1965). Эта поверхность возникла на месте складчатой страны после уничтожения горного рельефа последней. Характерным для нее является резкое противоречие между равнинным характером рельефа и складчатой структурой. Выравнивание происходило под воздействием эрозионно-денудационных процессов, из которых ведущую роль занимали речная эрозия и плоскостной смыв, контролировавшиеся неравномерными колебательными движениями. Большое влияние на развитие дисплена Салаира оказали также процессы физического разрушения палеозойских пород, готовившие материал для последующего формирования кор выветривания.

Поверхность Салаирского плоскогорья имеет высоту 400—500 м, снижаясь на севере до 300—350 м. Относительные превышения достигают 250 м. Оно расчленено густой и сложной сетью логов (балок) и рек на отдельные участки неправильной формы, так что направление кряжа не всегда четко вырисовывается на местности. Обычно местность представляет собой систему сложно ветвящихся увалов, разделенных долинами и логами. Нередко водоразделы имеют седлообразные понижения, образованные смыканием вершин логов противоположных склонов. Речная сеть в пределах дисплена сильно разветвлена и умеренно врезана. Современные (четвертичные) долины рек узкие, трапециевидные. Склоны их расчленены V-образными долинами коротких ручьев. Все это позволило Н. Н. Соколову (1935) считать Салаир образцом эрозионного ландшафта с густой сетью долин, балок и увалов. Полоса наибольших высот плоскогорья совпадает с водоразделом лишь на незначительном отрезке — между истоками рек Тарсьмы и Бачата. На остальном протяжении водораздел сдвинут к востоку.

Некоторое разнообразие в рельеф плоскогорья вносят довольно многочисленные останцы — монадники относительной высотой 100—200 м, которые местное население называет сопками, или копнами. Слагаются они относительно трудно выветриваемыми породами: кварцитами — горы Кивда (618 м) — наивысшая точка Салаирского кряжа Синюха; диоритами — горы Паланга, Колетка (529 м), Мохнатая (555 м); габбро, мангеритами, нордмаркитами — гора Барсук (566 м); гранитами — гора Булантова (412 м); пироксенитовыми порфиритами — Тогульская сопка (470,8 м), кварцевыми кератофирами — горы Копна (509 м) и Лысая (293 м), кератофировыми туфами — гора Гусек (589 м); габбро-диабазы — гора Малиновая.

Форма останцов определяется морфологией тел, обусловивших их образование. Обычно они имеют в плане форму, близкую к изометричной. Лишь Тогульская сопка вытянута в длину на 14 км, образуя водораздел рек Тогула и Уксуная. Нередко сопки двуглавы — горы Паланга, Копна, Барсук. Интересен своей морфологией Тягунский хребет. Длина его 18 км при ширине не более 2 км и примерно одинаковых высотах. Максимальная высота северной половины хребта 353 м, южной — 531 м, в центральной части — 562 м. В рельефе хребет выражен хорошо, так как окружающие его участки плоскогорья на 150—200 м ниже. Хребет является типичным останцом, представляя линейно вытянутый массив гипербазитов, отпрепарированный денудацией.

На востоке и северо-востоке Салаирское плоскогорье отделяется от Кузнецкой котловины крутым, высотой в 100—120 м, уступом — Тырганом. В рельефе он представляет собой узкую скалистую полосу, разделенную тектоническими разломами на отдельные гряды. Стекающие с плоскогорья реки размывают уступ и отделяют от него отдельные останцы, такие, как гора Копна, сложенные устойчивыми к выветриванию породами.

На запад, в сторону Чумышского и Каменского Присалаирья, плоскогорье снижается плавно, имея несколько слабо выраженных ступеней типа педипленов.

Чумышское (Юго-Западное) Присалаирье занимает юго-западный склон Салаирского кряжа. Значительная его часть в структурном отношении отвечает Юго-Западной Присалаирской мульде, которая заполнена дислоцированными девонскими и каменноугольными песчано-сланцевыми отложениями, перекрытыми мощным чехлом мезозойско-кайнозойских пород. Однородный литологический состав пород и структурные особенности впадины проявились в более спокойном сглаженном рельефе. Лишь южнее долины р. Сунгая, где развиты древние палеозойские структуры, рельеф приобретает более резкие черты. Резко расчлененный рельеф наблюдается также в непосредственной близости к Салаирскому плоскогорью. Палеозойские породы в Чумышском Присалаирье на дневную поверхность выступают редко, обнажаясь преимущественно в речных долинах. Эрозионные останцы немногочисленны и не достигают такой высоты, как на плоскогорье. Глубина речных долин незначительна, а склоны их пологие. Иной характер имеет и расчленение поверхности — здесь преобладает однообразное юго-западное направление речных долин. Общий юго-западный уклон поверхности обуславливает разницу высот в 250—300 м. В структурно-геоморфологическом отношении Чумышское Присалаирье рассматривается нами в качестве погребенного дисплена.

Каменское Присалаирье по характеру рельефа очень сходно с Чумышским Присалаирьем. Первичный расчлененный дисплен здесь также погребен под чехлом рыхлых мезозойско-кайнозойских пород. Высоты здесь более низкие — 200—300 м. Лишь отдельные эрозионные останцы, сложенные относительно устойчивыми породами, имеют более высокие отметки: возвышенность Шеломы — 313 м и Шайдуровская сопка — 317 м. Направление речных долин контролируется общим уклоном местности. Долины врезаны неглубоко, склоны их пологи, местами расчленены логами и оврагами. Названные останцы служат водоразделом рек, стекающих на юг в Бийско-Барнаульскую котловину и на север — в пределы Колывань-Томской возвышенности, имеющей сглаженный пологоувалистый рельеф.

«История формирования рельефа Салаирского кряжа—это история формирования его долино-речной сети, тесно связанной в своем развитии с движениями земной коры».

С. С. Воскресенский (1962, стр. 219).

Анализ истории формирования рельефа Салаирского кряжа невозможен в отрыве от истории Кузнецкой, Бийско-Барнаульской и Ненинско-Чумышской котловин, служивших начиная с позднего палеозоя областями седиментации коррелятных отложений. Тесно связана с Салаиром и история формирования рельефа Колывань-Томской возвышенности. Поэтому историю развития упомянутых областей необходимо рассматривать совместно (хотя бы на некоторых этапах), так как основные геологические документы — коррелятные осадки — сохранились лишь во впадинах.

В морфоструктурном отношении Салаир является сложным антиклинорием, возникшим в зоне раннепалеозойской геосинклинали при завершении каледонской складчатости. В это время заложены и его структурные особенности — асимметрия и дугообразный изгиб, — нашедшие отражение в современном облике рельефа кряжа. После формирования складчатой структуры с конца силурийского периода в его пределах неоднократно возникали денудационные равнины-дисплены, разрушавшиеся в отдельные периоды складчато-глыбовыми тектоническими подвижками. В истории развития Салаира устанавливается следующая периодизация основных этапов рельефообразования.

Этап

раннепалеозойского геосинклинального прогибания и формирования складчатой структуры

В конце синийского периода и в раннекембрийскую эпоху в пределах Салаира в геосинклинальных условиях накапливались мощные карбонатные и терригенные толщи, сопровождаясь подводными излияниями основной магмы, что привело к образованию большого количества кремнезема (кварцитов и др.).

Во второй половине раннекембрийской эпохи произошло обмеление бассейна — в нем начали формироваться археоциатовые известняки. В конце этой эпохи вновь проявилась вулканическая деятельность, обусловившая образование кератофиров и их туфов. Тектоническими движениями в начале среднекембрийской эпохи территория была осушена, а эффузивно-осадочные толщи были смяты в пологие складки. По разломам произошли внедрения ультраосновной, а затем и кислой магм.

Во второй половине среднекембрийской эпохи в пределах Салаира формировались морские и лагунные осадки с периодическими излияниями магмы.

На границе кембрийского и ордовикского периодов в результате проявления салаирской складчатости на территории Салаира возникли линейные структуры, унаследовавшие ранее заложенные складки.

В течение ордовикского периода происходил размыв этих структур с выносом обломочного материала в Кузнецкий и Колывань-Томский прогибы.

В раннесилурийскую эпоху море вновь заходило на Салаир, но к концу эпохи покинуло его. В связи с завершением каледонской складчатости раннепалеозойская геосинклиналь на месте Салаира была превращена в горно-складчатую область, в составе которой и оформился Салаирский антиклинорий, выраженный в современной структуре кряжа.

Этап позднепалеозойско-триасового горообразования и денудационного выравнивания

С конца силурийского периода Салаирский антиклинорий стал консолидированной складчатой структурой, окруженной с запада, севера и востока Колывань-Томской геосинклинальной системой. В это время Бийско-Барнаульская впадина еще не существовала, и салаирские структуры соединялись непосредственно со структурами Горного Алтая. На западном крыле Салаирского антиклинория развивалась наложенная Центральная Алтае-Салаирская впадина (Матвеевская, 1956а; Матвеевская и Иванова, 1960), северная половина которой в современной обнаженной части Салаира именуется Юго-Западной Присалаирской мульдой. В течение рассматриваемого этапа осадконакопление происходило лишь по окраинам Салаирского антиклинория и в прогибавшейся Юго-Западной Присалаирской мульде. Остальная территория антиклинория в это время представляла собой горную страну складчато-глыбового типа, служившую источником обломочного материала для мощных толщ девона, карбона, перми и триаса Колывань-Томской геосинклинальной системы.

В современном рельефе Салаира нет никаких реликтов позднепалеозойской горной страны и поэтому изменение его рельефа за это время может быть установлено только по коррелятным осадкам смежных областей — Колывань-Томской дуги и связанных с ней Кузнецкого, Горловского и Ельцовского краевых прогибов.

Девонский период характеризовался значительным разрушением горной страны, завершившимся к началу каменноугольного периода ее пепленизацией и формированием карстового рельефа в районах развития известняков. Девонская пепленизация Салаира сопровождалась формированием кор выветривания и образованием бокситов, значительные залежи которых выявлены в верховьях Берди (Нагорский, 1960; Харин, 1960, 1963, 1966).

В турнейский век на фоне общего погружения Алтае-Салаирской страны происходило энергичное прогибание Юго-Западной Присалаирской мульды, заливавшейся турнейским морем. В начале визейского века происходили восходящие тектонические движения, в результате которых Салаир полностью вышел из-под уровня моря. Поднятие его усилилось к намюрскому веку. В намюрский век Салаир являлся горной страной, подвергавшейся интенсивной эрозии и денудации, на что указывают прослой конгломератов в составе острогской свиты Кузбасса, сформировавшейся на присалаирской предгорной равнине (Лапшина, 1959).

В раннепермскую эпоху на Салаире сохранялась горная страна. В его предгорьях и по окраинам Кузнецкой котловины в это время формировались мощные конуса выноса обломочного материала.

К позднепермской эпохе рельеф кряжа был выровнен, у его восточного подножья, по-видимому, маловодными реками отлагались мелко-обломочные осадки.

Более интенсивно горообразовательные процессы на Салаире проявились в начале раннетриасовой эпохи, в связи с завершением формирования позднегерцинской складчатой области Колывань-Томской дуги. Пластовые залежи базальтов и обилие туфогенного материала в составе мальцевской серии триаса отражают активную вулканическую деятельность в пределах Кузнецкой котловины, связанную с оживлением ряда разломов. Хорошая сохранность пластовых залежей диабазов указывает на то, что вулканические извержения происходили в условиях равнинного рельефа и продукты извержения быстро захоронялись под осадочными породами.

Состав галечникового материала в конгломератах верхнемальцевской свиты и обломочного материала в песчаниках и алевролитах нижнемальцевской свиты дает основание считать, что речные потоки размывали как предгорные уступы, так и горные кряжи, в которых вскрывались метаморфизованные раннепалеозойские породы, а также в незначительной мере и местные вулканические образования.

Повышение мощности раннетриасовых отложений в восточной части Кузнецкой котловины и увеличение количества галечникового материала в том же направлении указывают на более интенсивный размыв Кузнецкого Алатау сравнительно с Салаиром и наибольшее прогибание ее центральной и приалатауской частей. По-видимому, интенсивно прогибалась и Доронинская впадина у северного подножья Салаира, в которой мы предполагаем наличие триасовых пород.

Глинисто-кальцитовый цемент мальцевских песчаников, включения гипса, а также тонкие прослои и линзы комковатых известняков указывают на аридность климата раннетриасовой эпохи. Об этом же свидетельствует состав фауны и флоры. Слабым развитием растительного покрова в условиях малой обводненности и жаркого климата может быть объяснено отсутствие угленакопления в раннетриасовую эпоху на территории Кузнецкой котловины. Тем более был слабо развитым растительный покров в пределах приподнятого Салаирского кряжа, представлявшего, вероятно, саванну. Такие физико-географические условия не благоприятствовали формированию коры химического выветривания. Поэтому в разрезе мальцевской серии Кузнецкой котловины отмечено лишь несколько маломощных осветленных горизонтов туфогенных пород.

В течение средне- и познетриасовой эпох на месте низкорной складчато-глыбовой страны Салаира шло формирование дисплен. Характер рельефа, теплый и влажный климат этого времени благоприятствовали развитию латеритной коры выветривания (Лисицына, Пастухова, 1963). М. А. Гаррис (1947) считала, что основная кора выветривания на Салаире образована в триасовом периоде, а уже на ней проявилась более позднее мел-палеогенное химическое выветривание. Мы придерживаемся мнения, что в результате юрского горообразования триасовый дисплен вместе с корой выветривания был разрушен и в современном рельефе не сохранился. Следы триасовой коры выветривания установлены в виде обломков бокситов в юрских конгломератах у подножий Салаира в Доронинской впадине (Фомичев, Алексеева, 1961) и бурых железняков в средней юре Солтонской впадины (Малолетко, 1957). За счет размыва триасовой коры выветривания Салаира, по-видимому, сформированы прослои и линзы белых и желтых глин в составе среднеюрских отложений Мулнайского бурогоугольного месторождения в Ненинско-Чумышской котловине (Рагозин, 1957). В Кузнецкой же котловине в это время формировалась кора выветривания каолинового типа (Лебедев, 1950).

Таким образом, установлено, что рассмотренный этап в развитии рельефа Салаира нашел свое отражение преимущественно в коррелятивных осадках соседних впадин. Лишь в последние годы на восточном склоне Салаира Г. С. Хариным (1960, 1963—1966) установлены в ископаемом состоянии остатки первого в истории кряжа девонского пенеплена (дисплен). Второй — познетриасовый дисплен на территории кряжа не сохранился.

Этап юрского горообразования

На границе триасового и юрского периодов Алтае-Саянская область испытала значительное поднятие. На месте Алтае-Салаирского поздне-триасового диспленна образовалась среднегорная страна. Вероятно, в это время обновились разломы древнего заложения и возникли новые тектонические швы северо-восточного и субширотного направлений, вдоль которых формировались узкие асимметричные межгорные впадины. В это время, вероятно, активизировался разлом на юге Салаира, отделивший его от Горной Шории. С ним связано формирование Ненинско-Чумышского грабен-синклинория, имеющего крутой присалаирский борт и пологий горношорский.

Западным продолжением Кузнецко-Салаирского разлома служит система разломов вдоль северного фаса Алтая, отделивших его от Бийско-Барнаульской впадины. Северная граница последней в виде уступа наметилась по Каменско-Сузунскому разлому в палеозойском фундаменте.

Кузнецко-Салаирский разлом в районе Тыргана также был четко выражен орографически в виде высокого и крутого уступа, особенно в северо-восточной части кряжа. В начале юрского периода превышение Салаира над Кузнецкой котловиной было более 1000 м, о чем можно судить по большой мощности юрских отложений в Доронинской впадине (по последним данным — 1800 м). Рельеф прикузнецкой части Салаира в раннеюрскую эпоху был гористым, с плоскими вершинами (остатками поздне-триасового диспленна) и подвергался интенсивному разрушению. Грубообломочный материал накапливался в виде конусов выноса у северо-восточного и восточного подножий Салаира. Область седиментации в Кузнецкой котловине была значительно шире современного распространения юрских осадков и доходила до подножий кряжа.

По-видимому, был выражен в рельефе, хотя, возможно, и не так четко, как Тырган, и тектонический шов по границе Салаира с предгорной Колывань-Томской возвышенностью. С ним связана локальная впадина в районе г. Черепаново, заполненная юрскими отложениями.

Тектоническая активность Салаирского кряжа в юрском периоде проявилась не только в общем поднятии, обновлении старых и создании новых разломов, но, возможно, и в магматической деятельности. В соседних Желсайском и Тузасском районах Горной Шории в приразломном грабене нижнеюрские угленосные отложения прорваны штоком оливиновых долеритов, витрофиров и лимбургитов (Щербаков, 1959). В последние годы юрские магматические породы установлены в Горном Алтае, Кузнецком Алатау и Туве, где они приурочены к зонам глубинных разломов (Дмитриев, Зыков, Кляровский, Щербаков, 1963).

На палеозойских известняках в юрский или третичный периоды на Салаире формировались глубинные карстовые формы в виде сложной системы закрытых трещин, полостей и каналов, проникающих на глубину до 480 м от современной поверхности (Большаков, 1938а, 1938б, 1944, 1961; Питтер, 1962). Мы считаем, что для глубокого закарстования известняков наиболее благоприятные условия существовали в раннеюрскую эпоху, когда Салаирский кряж был наиболее расчленен и дренирован, а подземные воды содержали свободную углекислоту.

На западе Салаира не имел четких орографических границ и постепенно переходил в начавшую формироваться Бийско-Барнаульскую котловину. На месте последней, вероятно, была всхолмленная платообразная равнина, с отдельными впадинами — Глушинской (Верх-Жилинской), Поспелихинской, Мамонтовской, Верхнеребрихинской, служившими местными базисами эрозии. Эти небольшие по размерам впадины, так же, как Караганская и Мулнайская впадины в Ненинско-Чумышской котловине, в ранне- и среднеюрскую эпохи испытывали прогибание,

и в них накапливался исключительно местный материал, соответствующий составу пород окружающих возвышенностей. В формировании юрских осадков Ненинско-Чумышской котловины участвовали также продукты размыва коры выветривания на юге Салаира. Об этом свидетельствует обратная по сравнению с профилем коры выветривания последовательность образования отбеленных и окрашенных горизонтов в районе Мулнайских угольных месторождений (Казаринов, 1958), а также присутствие обломков бурого железняка в юрских осадках (Малолетко, 1957). В составе юрских отложений локальных впадин наряду с типично аллювиальными хорошо окатанными и сортированными песчаниками и конгломератами присутствуют и делювиально-пролювиальные образования в виде несортированных обломков пород, сцементированных глиной. В Мамонтовской и Караганской впадинах, расположенных ближе к горам, конгломераты составляют соответственно 16 и 13% обломочного материала, песчаники — 52 и 8,5%, алевролиты и аргиллиты — 32 и 73,5%. В Караганской впадине, кроме того, 5% приходится на угли, в Мамонтовской же впадине встречены лишь тонкие их прослои. В удаленной от гор Глушинской впадине в разрезе юры конгломераты составляют 4,1%, песчаники — 5%, алевролиты и аргиллиты — 90%, угли — 0,9%.

Литологические особенности пород позволяют считать, что в пределах локальных впадин существовали озерно-речные системы, характеризовавшиеся частыми перемещениями русел и интенсивным размывом прилегающих водоразделов. Высокое содержание пирита, марказита и сидерита свидетельствует об избыточном увлажнении и восстановительных условиях среды осадконакопления, богатой органическим материалом. Характер растительности (Портнова, 1963; Бессоненко, Михеева, 1963), а также значительное количество в породах свежих сравнительно слабоустойчивых минералов (эпидота, роговых обманок, полевых шпатов) указывают на влажный умеренный климат ранне- и среднеюрской эпох.

Кузнецкая котловина в ранне- и среднеюрскую эпохи представляла собой обширную равнину с крупными водными потоками, многочисленными мелкими озерами и болотами с богатой растительностью, послужившей материалом для образования угля. Частое выклинивание угльных пластов и сравнительно малая их мощность свидетельствуют о часто менявшихся условиях накопления осадков. Судя по фауне моллюсков, водоемы были пресными (Рагозин, 1954). Отдельные прослои среднеюрских песчаников в Центральной впадине обогащены каолином. Это вместе с находками в раннеюрских отложениях Доронинской впадины галек железистого боксита указывает на размыв тоиасовой коры выветривания Салаира и вынос ее продуктов реками в Кузнецкую котловину.

К концу раннеюрской эпохи интенсивность процессов сноса ослабла. По-видимому, Салаирский кряж был выровнен денудационными процессами, а у его подножий в среднеюрскую эпоху все шире распространялись озерно-аллювиальные равнины, где наряду с тонким материалом, накапливались торфяники. Как остатки плоскогорного раннеюрского рельефа до наших дней сохранились многочисленные денудационные останцы — сопки и мелкие хребты, сложенные трудноветриваемыми изверженными или метаморфизованными породами — горы Кивда, Синюха, Колетка и др. Но они не отвечают полностью юрской поверхности Салаира, так как были значительно снижены последующей денудацией. Отсутствие соответствующих осадков на Салаире и в сопредельных впадинах затрудняет реставрацию палеогеоморфологических условий позднеюрской эпохи. Довольно интенсивная дислоцированность среднеюрских отложений Кузнецкой котловины, особенно в присалаирской ее части (в Ленинском районе), и наличие крутого взброса на севере Доронинской впадины, обрезающего юрские осадки, указывают на существование в позднеюрскую эпоху тектонических движений, сопровождав-

шихся поднятием Салаира и хребта Сокура (центральная часть Колывань-Томской возвышенности) и надвиганием их на Кузнецкую котловину. По-видимому, тектонические поднятия в это время происходили на большой площади Кузнецкой котловины, что привело к выравниванию ее высот с Салаиром. В результате этого был поднят базис эрозии и значительного размыва Салаира не происходило. Обломочный материал как с Салаира, так и из Кузнецкой котловины, выносился реками в Западно-Сибирскую низменность через понижения Доронинской, Присалаирской и Ненинско-Чумышской впадин.

По-видимому, в отдельных местах происходило физическое и слабое химическое выветривание пород, подготавливавшее материал для формирования тонкодисперсных глин илекской свиты, широко распространенной в Ненинско-Чумышской котловине.

Этап мел-палеогенового денудационного выравнивания

Раннемеловая эпоха характеризовалась спокойным тектоническим режимом Салаира и сопредельных с ним впадин, благоприятствовавшим началу формирования нового диспленя. Но в ее начале в южной части кряжа произошло расчленение рельефа, связанное с поднятием Кивдинской гряды и погружением палеозойского фундамента Ненинско-Чумышской котловины, которое развивалось симметрично, более всего в приразломной присалаирской части. Кивдинская гряда возвышалась на 600—800 м над Ненинско-Чумышской котловиной. В результате ее размыва в течение неокомового века у подножья накопилась красноцветная глинистая толща илекской свиты мощностью свыше 200 м. Пригорношорская часть грабена прогибалась слабее и не сопровождалась явными разрывными нарушениями в палеозойском фундаменте, поэтому мощность осадков илекской свиты постепенно уменьшается до 50 м, а сами осадки лежат трансгрессивно на породах девона. Территория Ненинско-Чумышской котловины в неокомовый век представляла собой озерно-аллювиальную равнину с плоским рельефом у подножья Кивдинской гряды и с отдельными холмами и мысами из девонских пород, как бы тонувших в рыхлом покрове. Выровненные пространства в виде заливов глубоко вдавались в предгорья Горной Шории. Наоборот, северо-западная граница котловины была прямолинейной. Она проходила у основания высокого крутого уступа, обусловленного существованием разлома в палеозойском фундаменте.

Пониженная часть котловины была занята крупным озерным водоемом сложной конфигурации. Не исключено, что из него периодически существовал сток через территорию Бийско-Барнаульской котловины на запад к морскому заливу, занимавшему центральную часть Кулунды.

Красноцветный облик и высокая карбонатность осадков илекской свиты свидетельствуют об аридности климата в неокомовом веке. Реки выносили в Ненинско-Чумышскую котловину наряду с терригенным материалом большое количество карбонатов. Наличие в аргиллитах прослоев и линз песчаника, мелких скоплений и единичных включений грубообломочного материала указывает на сезонные изменения водности потоков, что связано с периодами дождей. Состав галек кварцитов и известняков указывает на поступление материала с Кивдинской гряды. Вместе с тем высокое содержание эпидота и постоянное присутствие в илекской свите циркона свидетельствуют о размыве метаморфических пород и кислых интрузий, развитых в соседних районах Горной Шории и Горного Алтая. Наличие трещин усыхания в аргиллитах илекской свиты позволяет предполагать периодическое осушение дна водоема и рас-

трескивание обнаженных плов. Вероятно, в неокомовый век происходило и неглубокое химическое выветривание пород, формировавшее пестроцветный горизонт элювия. Минералогический состав глин илекской свиты показывает значительное содержание в них хлорита и гидрослюд, обычно отвечающих начальным стадиям формирования коры выветривания. Полевые шпаты и эпидот хотя и выветрелые, но вполне оптически определены. По-видимому, процессы разрушения не достигали стадии каолинового выветривания, а только подготавливали материал к нему. В условиях расчлененного дренированного неокомового рельефа Кивдинской гряды на площадях, сложенных известняками, формировались карстовые полости, заполнявшиеся красноцветными глинами. В течение неокомового века происходило выравнивание высот центральной и северной частей Салаира и прилегающих территорий Колывань-Томской возвышенности и Кузнецкой котловины. Вся эта область представляла собой формирующийся единый диспен, на котором от юрского плоскогорного рельефа сохранялись низкие гряды и отдельные сопки.

Западный склон Салаирского кряжа в первой половине раннемеловой эпохи постепенно сливался с приподнятой равниной на месте Бийско-Барнаульской впадины. В центральной части этой равнины имелось широкое понижение, по которому с запада в валанжинский век прорылся Кулундинский морской опресненный залив, служивший базисом эрозии. К этому заливу был направлен основной речной сток с Салаира и выносился обломочный материал.

От событий второй половины раннемеловой эпохи на Салаире и соседних территориях не сохранилось достоверных геологических документов — осадков или реликтовых элементов рельефа. На основании сопоставлений с Чулымо-Енисейской впадиной, Зауральем и югом Западно-Сибирской низменности можно предполагать, что в это время здесь происходило незначительное обновление рельефа, но не было благоприятных условий для осадконакопления. Видимо, значительная территория была занята основательно приподнятыми слабо расчлененными денудационными равнинами продолжавшегося развиваться раннемелового диспена. В условиях субтропического или близкого к нему климата в конце раннемеловой эпохи на ней, вероятно, происходило образование каолиново-бокситовой коры выветривания. Однако последнюю до настоящего времени не удается отделить от наложенной на нее позднемеловой коры выветривания Салаира. Кора выветривания этого времени известна в Чулымо-Енисейской впадине, Северном Казахстане, и нет оснований отрицать ее существование на Салаире. В. Г. Лебедевым (Казаринов, 1958) была сделана попытка выделить в разрезе коры выветривания на севере Салаира красноцветные бокситоносные образования типа кийской свиты Чулымо-Енисейской впадины.

Формирование Салаирского диспена продолжалось и во вторую половину мелового периода. Всхолмленная денудационная равнина полого снижалась на юго-запад — в сторону Кулундинского морского залива, береговая линия которого в периоды морских трансгрессий подходила близко к Салаиру, отделяясь от него лишь полосой аллювиальной равнины.

Турон-сантонские морские осадки в Кулунде представлены переслаивающимися песками и песчаниками с опоковидными глинами. Отсутствие среди них грубообломочного материала свидетельствует о спокойных тектонических условиях и интенсивном химическом выветривании в области сноса, каковым был Салаирский раннемеловой диспен.

Интенсивному химическому выветриванию коры помимо благоприятных тектонических условий способствовали: приподнятый, хорошо дренированный выровненный рельеф, влажный и теплый климат и обилие накопившегося рыхлого обломочного материала. Наиболее глубоко вы-

ветривание проникало по контактам песчано-сланцевых пород с известняками, а также по зонам тектонического дробления. Вследствие этого нижняя граница химически измененных пород резко колеблется. Глубина отдельных «карманов» выветривания достигала 140 м. В некоторых местах позднемеловая кора выветривания накладывалась на сохранившиеся участки раннемеловой, а по М. Н. Гаррис (1947) триасовой коры выветривания, изменяя ее морфологию.

На территориях, сложенных палеозойскими известняками, в поздне-меловую эпоху развивался карст средиземноморского (открытого) типа, что объясняется слабым развитием на Салаире рыхлого покрова. Карстовые формы, законсервированные под отложениями датского яруса — эоцена, хорошо изучены в процессе поисковых и разведочных работ на бокситы и огнеупорные глины. Наиболее сложный карстовый рельеф формировался вдоль контактов с терригенными породами, что связано с усиленной циркуляцией здесь кислых вод и интенсивным растворением ими известняков. В таких местах возникли крупные карстовые котловины. Они обычно расположены цепочками вдоль простирания пород и отделяются одна от другой узкими перемычками. Дно котловин неровное, с многочисленными выступами, глубокими щелями и воронками. Крутизна склонов котловин изменяется от отвесных до весьма пологих. Ширина котловин колеблется от 100 до 150 м при длине 200—600 м, глубина в среднем составляет 50 м, хотя отдельные воронки имеют глубину до 100—120 м. В некотором удалении от контакта известняков с песчано-сланцевыми толщами в пределах известняковых массивов имеются отдельные изолированные останцы высотой до 20—30 м и замкнутые котловины, воронки, часто расположенные группами.

Поверхность известняковых массивов, имеющих площади от 2 до 250 км², обычно на 50—100 м ниже соседних участков, сложенных некарстующимися породами, поэтому они нередко заполнены рыхлыми кайнозойскими породами. Такие погребенные поля имеются в истоках Берди и в бассейне ее правого притока — р. Суенги.

Позднемеловой карст проявился более интенсивно, чем юрский, хотя уровень грунтовых вод в позднемеловую эпоху, по-видимому, был значительно выше, что связано с меньшей расчлененностью рельефа в это время. Судя по материалам Т. М. Питтер (1962), уровень грунтовых вод располагался на современных отметках в 250—300 м. Закарстованность известняков этого уровня составляет 4—5%.

Гидросеть позднемеловой эпохи восстанавливается с большим трудом. Основной сток с Салаира происходил в направлении Кулундинского морского залива. К северо-западу, в сторону Кулундинского Приобья, Салаирский диспен сменялся озерно-аллювиальной равниной. Тонкий состав континентальных осадков этой равнины, а также морских осадков Кулундинского залива указывает на незначительные размеры и слабую транспортирующую способность рек, стекавших с Салаира. Вынос материала мелкими реками происходил в основном в виде растворов, зелей и взвесей. Обилие линз лигнитов свидетельствует о мелководности озерных бассейнов. Сравнительно небольшая мощность континентальных верхнемеловых осадков (50 м по скважине в с. Мамонтово) дает основание допускать спокойный тектонический режим в областях сноса и седиментации. Некоторые карстовые депрессии Салаирского диспена заполнялись озерами с местным питанием. Следы такого озера в виде серых глин со щебнем местных пород, заполняющих карстовую впадину, установлены, например, бурением в 6 км западнее с. Шайдурово в Каменском Присалаирье. Возраст озерных осадков по спорово-пыльцевым комплексам определяется как сантон.

В конце позднемеловой эпохи Салаир был приподнят над окружающими его равнинами — больше на северо-востоке и юго-востоке и мень-

ше на юго-западе. Поднимавшийся Салаир увлек за собой и полосу кузнецких складчатых структур шириной около 200 км, расположенную южнее современной долины р. Мал. Бачат. Она выражена в современном рельефе куэстообразной предгорной ступенью и отделяется от основной части котловины разломом.

Над Кузнецкой котловиной оказались приподнятыми юрские галечники в районе улуса Шанды и с. Кулебакино, а в Краснобродском карьере нами наблюдался опустившийся блок юрских аргиллитов, зажатый в небольшом грабене среди пермских угленосных пород. Общее поднятие Салаира сопровождалось, очевидно, небольшими тангенциальными подвижками в северо-восточном направлении. В результате их произошло погружение краевой части каледонских структур Салаира в сторону Кузнецкого прогиба с образованием в рельефе ряда впадин: Коуракско-Тарсьминской, Атанаевской, Вагановской, Касьминско-Чебуриной, Хомутинской, Урской, Гурьевской, Бачатской и Абинской, составляющих в целом Присалаирскую впадину. Северо-восточная часть структур Салаира оказалась опущенной до уровня прилегающей части Кузнецкой котловины. Прогибание названных впадин происходило постепенно в направлении с севера на юг, начиная с конца мелового до середины антропогенного периода, о чем свидетельствуют заполняющие их осадки. Таким образом, в конце позднего мела создалось несоответствие геологической и орографической границ между Салаирским кряжем и Кузнецкой котловиной. Уступ Тырган в это время приобрел очертание, более близкое к современному. Его границы изменились и не полностью стали совпадать с основной линией Кузнецко-Салаирского разлома. Очевидно, в это время были активными и другие дизъюнктивы, расположенные кулисообразно вдоль основного разлома.

По-видимому, вся южная половина Кузнецкой котловины вместе с Горной Шорией в это время переживала положительные движения, но меньшей амплитуды, чем Салаир. В результате Ненинско-Чумышская котловина резко сократилась в размерах, так что ненинская свита могла накапливаться только в непосредственной близости у подножья Салаира. В связи с дифференциацией тектонических движений усилилась эрозионная деятельность. В наиболее пониженной части котловины протекала крупная река Пра-Неня, сформировавшая в основании своих осадков слой галечника мощностью до 6 м.

Кивдинская гряда на юге Салаира была четко выражена в рельефе. Ее крутой юго-восточный склон, обращенный в сторону Ненинско-Чумышской котловины, был расчленен параллельными речными долинами глубиной до 35 м, по которым обломочный материал выносился к подножью кряжа.

Тяжелая фракция древнего аллювия из долины реки Пра-Болотной состоит на 99% из лимонитизированных нерудных обломков и единичных зерен корунда и циркона. Однородность минералогического комплекса объясняется не только глубоким выветриванием пород, но и бедностью тяжелыми минералами исходного материала (размывавшийся склон Салаира сложен кварцитами и известняками). В легкой фракции аллювия в изобилии содержатся обломки кварцитов. Бурением установлено, что современные речные долины на склоне Кивдинской гряды почти полностью наследуют дат-палеоценовые, тем самым давая представление о конфигурации древней сети.

Северный и северо-восточный склоны кряжа в палеоценовую эпоху были расчленены короткими, но многочисленными речками. Особенно густой была речная сеть на участке между современными реками Уром и Касьмой. Здесь небольшие речки и овраги вырезали своими верховьями в крутом склоне кряжа своеобразный амфитеатр. Стекавшие с кряжа реки впадали в крупную реку Пра-Иню, реликтами которой являются

упомянутые выше впадины, четковидно вытянутые с юго-востока на северо-запад. Видимо, долина Пра-Ини представляла собой систему озеровидных расширений, соединявшихся приспособившимися к рельефу мелкосопочника протоками. Как показали разведочные работы на Вагановском месторождении бокситов (Нагорский, 1943б), во впадинах сохранилась поздне меловая кора выветривания в виде пестроокрашенных глин, обладающих реликтовыми особенностями материнских пород. Кора выветривания перекрывается желтыми, охристыми, местами песчанистыми глинами с отдельными кусками кварца. В глинах часто хорошо выражена грубая слоистость. Структурные особенности и состав глин позволяют рассматривать их как делювиально-пролювиальные осадки, древний делювий склонов и овражные выносы, формировавшиеся за счет размыва коры выветривания на первой стадии дат-палеоценового поднятия кряжа. Палеоцен-эоценовому времени отвечают пестроцветные отложения, перекрывающие желтые охристые глины. Среди них встречаются линзы галечников и песков, пестроцветные, частично бокситизированные глины, аллиты, огнеупорные белые и серые углистые глины и глинистые бурые угли. В пестроцветных бокситизированных глинах и аллитах залегают линзы рыхлых и каменных бокситов. Пестроцветные бокситоносные отложения ненинской свиты заполняют пониженную полосу, отвечающую древней речной долине. В них четко можно выделить делювиально-пролювиальные, русловые и долинные типы осадков, формировавшихся в озеровидных расширениях в пределах впадин. Накопление этой толщи, достигающей в Вагановской впадине мощности 60 м, сопровождалось дальнейшим химическим выветриванием, охватившим и вновь формирующиеся рыхлые породы, и образования древней коры выветривания, и свежие материнские породы. Существовала благоприятная обстановка для высвобождения и поступления в водоемы полуторных окислов в виде коллоидных растворов, тонких и более грубых суспензий. Форма бокситовых тел в плане в виде овалов, повторяющих очертания древних стариц, указывает на формирование их в старичных водоемах. К глиноподобным бокситам приурочены прослойки углистых глин и глинистых бурых углей, также являющихся старичными образованиями. В черных глинах V участка Вагановского месторождения П. А. Никитин (Гаррис, 1947) установил «...обилие переотложенной крошки каменного угля, сильно углефицированного, напоминающего кольчугинские угли Кузбасса, обилие кусочков горелых пород». Эти сведения дают указание о направлении стока Пра-Ини в дат-эоценовое время из центральной части Кузнецкой котловины — с Тарадановского кряжа, где размывалась и поздне меловая кора выветривания, и угленосные пермские отложения, уже затронутые к тому времени подземными пожарами.

Растительность начала времени формирования бокситоносных отложений ненинской свиты характеризовалась широколиственными лесами с реликтами хвойной поздне меловой тайги. Состав растительности характеризует умеренно-теплый и влажный климат. Верхние горизонты бокситоносных отложений Вагановской впадины М. П. Нагорский (1943б) на основании карпологиических анализов П. А. Никитина отнес к эоцену. Согласно заключению П. А. Никитина, он считает, что эоценовая эпоха на Салаире характеризовалась аридным сухим климатом и слабым проявлением эрозионных процессов. Растительный покров в эту эпоху имел характер среднеазиатских долинных тугаев.

На западе Салаирского диспленна в конце данного этапа сформирована поверхность выравнивания типа педиплена, фиксированная корой выветривания по ненинской свите. Эта поверхность с отметками 360—380 м отчетливо выражена в районе Егорьевских золотых приисков.

Таким образом, из изложенного видно, что весь меловой период, а также палеоценовая и эоценовая эпохи характеризовались на Салаире

сравнительно спокойным тектоническим режимом и климатическими условиями, благоприятными для формирования на месте юрской горной страны обширного дисплен с развитой на нем корой выветривания нескольких генераций. Сформировавшийся в это время дисплен и предопределил современный характер рельефа Салаирского кряжа.

Этап новейшего поднятия

С олигоценовой эпохи начался этап новейшего поднятия Салаира, продолжавшийся также в течение всего неогенового периода и раннечетвертичной эпохи. Процесс поднятия кряжа в начале олигоценовой эпохи наиболее заметно проявился на юго-востоке. Им были охвачены также Ненинско-Чумышская котловина и соседние территории Горной Шории и Алтая. В это время Ненинско-Чумышская котловина разделилась Сары-Чумышским валом на две части — Кондомо-Чумышскую (Сары-Чумышскую) и Солтонскую впадины. Осадки ненинской свиты в пределах вала (д. Кедровка и Березовское месторождение огнеупорных глин) приподняты, но не размыты. Кивдинская гряда представляла собой выровненную возвышенность с каменными россыпями, возвышавшуюся примерно на 200 м над котловиной, т. е. была самой высокой частью кряжа. Четких орографически выраженных границ Салаира с Кузнецкой котловиной и Колывань-Томской возвышенностью не было. Вместе с Салаиром они представляли собой приподнятую слабо расчлененную равнину с отдельными монадоками из стойких пород. Общий уклон этой равнины был на северо-запад. Территория Чумышского Присалаирья, вместе с Бийско-Барнаульской впадиной, в это время интенсивно погружалась, снижаясь ступенями в сторону озерно-аллювиальной равнины Бийско-Барнаульской котловины. Ступени, видимо, отвечали блокам, разделенным древними разломами. Энергичное погружение Чумышского Присалаирья способствовало сохранению коры выветривания и бокситоносных пестроцветных позднемиловых и палеогеновых осадков. Погружалась, по-видимому, и северная часть Бийско-Барнаульской котловины в пределах Каменско-Сузунского Приобья. Расширение котловины шло за счет окраин горных сооружений Салаира и Алтая. Вследствие этого олигоценовые отложения залегают в ней трансгрессивно, перекрывая не только эоценовые, но и дат-палеоценовые осадки. Поднятие центральной и восточной частей Салаира вызвало оживление речных потоков. Начался размыв более древних отложений, в том числе бокситоносных. Наиболее значительные по размерам реки заложились на длинном пологом юго-западном склоне. Следы олигоценовой речной долины в виде аллювиальных галечников с прослоями глин установлены Л. А. Иванией в левобережье р. Аламбая в районе сел. Смазнево и Афошино. Эти галечники залегают на отметках 162—135 м абсолютной высоты — на одном уровне с бокситоносными осадками ненинской свиты, будучи вложенными в них. Понижение базиса эрозии в олигоценовую эпоху не было особенно значительным, и поэтому речные долины не прорезали ненинскую свиту на всю мощность. К тому же глубокому врезу речных долин препятствовало прогибание территории Чумышского Присалаирья. Вследствие этого речные долины здесь достигли глубины лишь порядка 30—40 м. Более интенсивный размыв происходил, вероятно, в местах пересечения реками уступов земной поверхности, связанных с тектоническими нарушениями в палеозойском фундаменте. На этих участках возникли благоприятные условия для процессов педипленизации мелового Салаирского дисплен. Вероятно, в это время возникли поверхности выравнивания типа педиментов, наблюдавшиеся З. А. Сваричевской (1965) и В. В. Вдовиным (1965) в районе Бобрового лога у с. Егорьевского —

отметками 260 м, по рекам Аламбаю и Мунгаю — 260—270 м и у г. Салаира — 270—300 м. Однако реки не достигли осевой части кряжа, благодаря чему в области его главного водораздела сохранились значительные, почти горизонтальные поверхности первичного мел-палеогенового диспленя.

Речные артерии существовали и на северо-западе Салаира — на территории Каменско-Сузунского Приобья. Олигоценовые галечники вскрыты скважинами у с. Александровского (Малолетко, 1964). Судя по величине и хорошей окатанности галек, здесь была река с быстрым течением. Однообразный кварцевый и кварцитовый состав галечников характерен для начала формирования олигоценовой речной сети, когда размывалась в основном сохранившиеся на поверхности более стойкие к выветриванию породы. Позднеолигоценовому этапу размыва, когда были вскрыты из-под коры выветривания свежие палеозойские породы, отвечают галечники пестрого литологического состава, сравнительно слабо окатанные и плохо сортированные. Такие галечники были описаны В. В. Вдовиным (1956б) по левому берегу Оби — в г. Камне, с. Крутихе и по рекам Бол. и Мал. Суеткам. Несомненно, они являются образованиями древней сети с большой силой потока. Стратиграфическое положение их определяется залеганием на черных угленосных олигоценовых глинах и перекрытием антропогенными песками. По всей вероятности, эти речные галечники соответствуют чагарайской и болотнинской свитам верхнего олигоцена (Зальцман, 1965).

Стекавшие с Салаира в Бийско-Барнаульскую котловину реки впадали в Пра-Обь. Ее долина — в виде полосы песчано-галечниковых отложений — прослежена бурением на протяжении от Бийска до Камня-на-Оби. В районе Бийска в олигоценовом аллювии содержится значительное количество гальки и мелких валунов кремнистых пород. Галечник тяготеет к основанию отложений, характеризуя тем самым усиленный размыв Южного Салаира и Алтая в начале олигоценовой эпохи. В северо-западном направлении количество галечникового материала постепенно убывает. Обилие кварцитовых гальки в составе олигоценового аллювия Пра-Оби позволяет предполагать наличие выноса обломочного материала с Кивдинской гряды — крупного кварцитового массива. Не исключено, что в это время существовала и р. Пра-Неня, хотя соответствующие ей осадки и неизвестны.

Долина Пра-Оби пролегла по озерно-аллювиальной равнине с низинными болотами, в которых формировались залежи торфа и бурых углей. Буровыми работами олигоценовые торфяники установлены севернее Бийска и Барнаула. А у с. Крутихи болотные угленосные олигоценовые глины абросимовской свиты обнажены на берегу Новосибирского водохранилища.

Изложенные материалы характеризуют олигоценовую эпоху как время расчленения Салаирского диспленя, его педипленизации, погружения области Чумышского Присалаирья, расширения площади Бийско-Барнаульской котловины и формирования системы Пра-Оби. Судя по составу растительности, климат олигоценовой эпохи был достаточно влажным и теплым, благоприятствовавшим подзолообразованию, следы которого сохранились в виде отбеленных верхних горизонтов ненинской свиты и коры выветривания. Подзолистые погребенные почвы на возвышенных участках олигоценовой поверхности установлены также в Кулунде (Селяков, 1959).

Неравномерное тектоническое поднятие Салаира продолжалось и в неогеновом периоде. По-видимому, в результате неравномерных колебательных движений олигоценовые и палеоцен-датские отложения в районе Камня-на-Оби оказались перемещенными на различные уровни. Так, у пос. Рыбного они залегают на 100 м ниже уровня моря, тог-

да как в 15 км юго-восточнее города они подняты на 30—50 м выше уровня моря (Малолетко, 1964). В поднятия неогенового периода была вовлечена и присалаирская часть Бийско-Барнаульской котловины, за счет которой произошло увеличение площади Салаира.

Речная сеть в это время не претерпела значительных перестроек. Небольшие реки стекали в Пра-Обь, наследовавшую свою олигоценую долину, проложенную среди озерно-аллювиальной равнины Бийско-Барнаульской котловины. В долинах рек по окраинам Салаира формировались аллювиальные пески с галечниками и иловатые глины.

Центральная часть кряжа не была затронута расчленением и представляла собой денудационное плато с отдельными монокликами — горами Синюхой, Копной, Артюхиной, Кивдой, Барсук, Палагла, Гусек, Тягунским хребтом. Невысокие останцовые возвышенности существовали в Чулымском Присалаирье — Яминская, Тогульская и Горновская сопки. Редкие останцы возвышались и на территории выровненной Колывань-Томской возвышенности — гряда Буготакских сопков и Шеломы (в истоках рек Каракана и Мильтюша). В пределах слабо расчлененных плоских водоразделов происходило местное перемещение материала временными потоками и за счет плоскостного смыва. Делювиально-пролювиальный материал формировался главным образом за счет размыва коры выветривания. Поэтому он представлен ярко- и темно-красными, оранжевыми и желтыми неслоистыми глинами и обломками местных коренных пород, иногда окатанных, а большей частью угловатых. В некоторых местах в глинах встречаются глинистые катуны, подтверждающие формирование осадков временными потоками. Делювиальный смыв способствовал дальнейшему выравниванию поверхности кряжа путем снижения высот положительных и заполнения отрицательных форм рельефа. Делювиальные образования, сопоставляемые с бурлинской серией неогена, заполняют обычно различные понижения в рельефе как замкнутой изометрической формы, так и линейно вытянутые долинообразные. Наиболее известны они в верхнем течении р. Берди. Широкое распространение их отмечено также в Чумышском Присалаирье между селами Тогул и Семено-Красилово, а также в правобережье Оби против г. Камня-на-Оби.

Вторичные известковистые стяжения и друзы гипса в глинах бурлинской серии свидетельствуют о засолонении и периодическом существовании озерных водоемов. Характер растительности и обилие карбонатных и гипсовых конкреций в глинах указывают на сухой и теплый климат миоценовой эпохи.

Резкое изменение климата произошло в начале плиоценовой эпохи. На юге Западной Сибири стал господствовать ландшафт сухих степей и даже полупустынь с жарким летом и холодной зимой (Никитин, 1962). Вследствие прогрессирующей аридизации климата озерные водоемы в плиоценовую эпоху резко сократились в размерах, водообильность рек уменьшилась, усилились делювиальные и делювиально-пролювиальные процессы. Происходило дальнейшее выравнивание рельефа путем снижения положительных форм и заполнения осадками отрицательных. В это время была сформирована павлодарская свита. Наличие в ее основании русловых песков позволяет предположить небольшое оживление тектонических движений на границе миоценовой и плиоценовой эпох. Подобные особенности павлодарской свиты также отмечены в Кулунде И. Г. Зальцманом (1965).

Тектоническое поднятие Салаира в конце плиоцена (в начале эоплейстоценовой эпохи) вызвало усиление денудации его периферийной части и омоложение речной сети.

Конфигурация эоплейстоценовой речной сети восстанавливается по распространению барнаульских песков, выделенных в самостоятель-

ный стратиграфический горизонт (свиту) М. П. Нагорским (1941а). Барнаульские пески, будучи типично речными образованиями, не имеют площадного распространения. Они заполняют эрозионные долины, выработанные реками в раннеплиоценовых отложениях. Изменение мощности песков и гипсометрическое положение их ложа дают основание считать, что основная речная артерия Пра-Обь брала начало в горах Алтая и по выходе из гор южнее Бийска текла в северо-западном направлении, которое у Барнаула менялось на широтное. Справа в реку впадали лишь небольшие притоки, стекавшие с Салаирского кряжа.

Судя по растительности, климат этого времени был более мягким, чем современный, и, возможно, более влажным, чем раннеплиоценовый.

В конце эоплейстоцена (в раннечетвертичную эпоху) Салаирский кряж представлял собой выровненную слабо всхолмленную возвышенность (дисплен) с отдельными денудационными останцами высотой до 200 м. В центральной части его имелись замкнутые впадины, возможно занятые озерами, в которые сносился глинистый материал. Краевые части дисплена расчленялись широкими и неглубокими речными долинами, по которым поступал глинистый материал в Бийско-Барнаульскую и Кузнецкую котловины. В пределах последней на площади Доронинской впадины существовала, вероятно, депрессия, заполнявшаяся глинистыми осадками кочковской свиты. Значительная мощность и глинистый состав осадков кочковской свиты по обе стороны Салаирского кряжа свидетельствуют о размыве образований коры выветривания и глинистых пород неогена. Наличие мергелистых илов в составе кочковской свиты, обнажающейся на Оби в окрестностях с. Елунино, свидетельствует об осаждении кальцита в реке при переходе ее из гумидной в аридную зону в условиях сравнительно высоких температур (Страхов, 1947б). По спорово-пыльцевым комплексам и составу остракод из кочковской свиты можно заключить, что климат второй половины эоплейстоценовой эпохи был достаточно теплым. Спорово-пыльцевые комплексы верхних горизонтов кочковской свиты указывают на остепнение растительности и похолодание климата. Это похолодание на Салаире, возможно, отвечает предполагаемому раннечетвертичному оледенению. Наличие следов древнего оледенения в осадках и тем более в рельефе Салаира последними исследованиями не подтверждается.

Этап формирования экзогенной морфоскульптуры

К началу плейстоценовой эпохи Салаирский кряж приобрел черты рельефа, близкие к современным. Но и позже, в плейстоценовую и голоценовую эпохи, он оставался областью молодого поднятия, так как неотектонические движения в его пределах продолжают до настоящего времени. Несмотря на ведущую роль в рельефообразовании тектонических процессов, начиная с плейстоценовой эпохи четко проявились и экзогенные факторы. Поэтому вполне целесообразно выделение самостоятельного этапа формирования экзогенной морфоскульптуры кряжа под воздействием резких климатических изменений, обусловивших активизацию речной и овражной эрозии и широкое проявление эоловых процессов. Плейстоценовое оледенение Сибири прямого воздействия на рельеф кряжа не оказало. Включение Салаира в районы оледенения (Вельмина, 1964) не обосновано фактами. Предположения М. П. Нагорского о распространении ледниковых покровов на Салаире (1934) и сползании ледников в Бийско-Барнаульскую котловину (1941а) основывались на находках обломков палеозойских пород в песках обских террас в Барнаульском районе, что легко объясняется переносом их речными льдинами. «Ледниковые штрихи и шрамы» на из-

вестняках на юго-востоке Салаира (Рагозин, 1938) при проверке оказались бороздами растворения литологически неоднородных известняков.

В начале плейстоценовой эпохи (в тобольское время) в Западной Сибири произошло значительное понижение базиса эрозии и проявились неотектонические поднятия в горных районах, в том числе и на Салаире. Вследствие этого произошло энергичное врезание рек и выработка ими долин глубиной до 40 м. Большинство салаирских рек стекало по пологому склону кряжа на юго-запад — в Бийско-Барнаульскую котловину, где они впадали в Пра-Обь. Долина последней у Камня-на-Оби резко поворачивала на запад и уходила в Кулунду. Салаирский кряж представлял собой расчлененное плато, имевшее наиболее приподнятые плоскогорные части на северо-востоке и юго-востоке. С этих плоскогорий, вероятно, стекали небольшие речки в Доронинскую впадину и Ненинско-Чумышскую котловину. Среди плато выступали отдельные останцы палеогенового и мезозойского рельефа, слабо подвергавшиеся физическому разрушению. Большую часть современного Обь-Чумышского междуречья занимала предгорная озерно-аллювиальная равнина на юго-востоке с останцами из стойких пород (Горновские гранитные сопки). По-видимому, озерно-аллювиальная равнина занимала также значительную часть территории Колывань-Томской возвышенности. Участки погребенных глубоких речных долин тобольского времени вскрыты при бурении в районах сел Семено-Красилово, Залесово, Бураново, Афонино, хутора Борисовского и в верховьях р. Берди у заимок Таловского и Кротова. Вскрытые речные долины заполнены аллювием монастырской свиты, в составе которого содержатся обломки местных салаирских пород: глинистых сланцев, гранитов, роговиков, кварца, бурого железняка, гидроаргиллитовых бокситов, а также окатыши красных глин из коры выветривания. Состав и характер обработки аллювия указывают не только на глубокую речную эрозию, но и на переработку склонов оврагами. Погребенные в настоящее время овраги обычно заполнены местным делювиально-пролювиальным материалом без следов длительной обработки его в водной среде.

Некоторые реки тобольского времени использовали более древние долины. Так, у сел Семено-Красилово и Залесово в погребенных речных долинах в основании серых илистых глин монастырской свиты вскрыты бурые глины кочковской свиты (рис. 12).

Спорово-пыльцевые анализы осадков, а также наличие корбикулиевого комплекса моллюсков и остатков лошадей в аллювии монастырской толщи указывают на климат, вероятно более теплый, чем современный.

Резкое изменение климатических условий во время самаровского оледенения выразилось на Салаире и в прилегающих к нему впадинах в уменьшении водообильности и размеров речных потоков. Но Пра-Обь продолжала существовать, на что указывает непрерывный разрез песчаных отложений, вскрытых в районе сел Бол. Речки, Хайрюзовки и др. В песках содержатся спорово-пыльцевые остатки, указывающие на продолжающееся осадконакопление в условиях прогрессирующего похолодания. Спорово-пыльцевые комплексы из лёссовидных суглинков нижней части красnodубровской свиты, отвечающей времени самаровского оледенения, характеризуют степные и лесостепные растительные ассоциации. По-видимому, в междуречных ландшафтах преобладали сухие степи с сосновыми борами, а в речных долинах — заболоченные еловые леса с примесью березы, ивы, ольхи, черемухи. Климат этого времени был сухой и холодный.

Несмотря на суровые климатические условия, в некоторых местах Салаира в биоценозах, судя по пыльце, сохранялись реликты плиоцено-

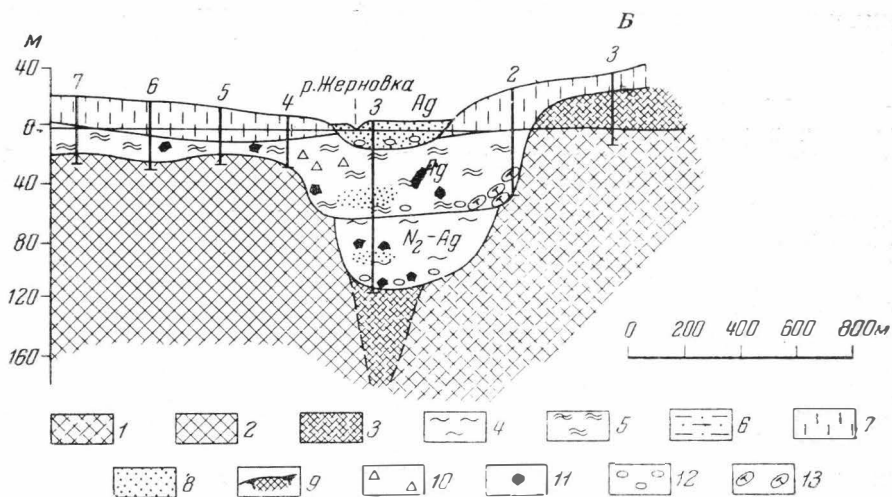
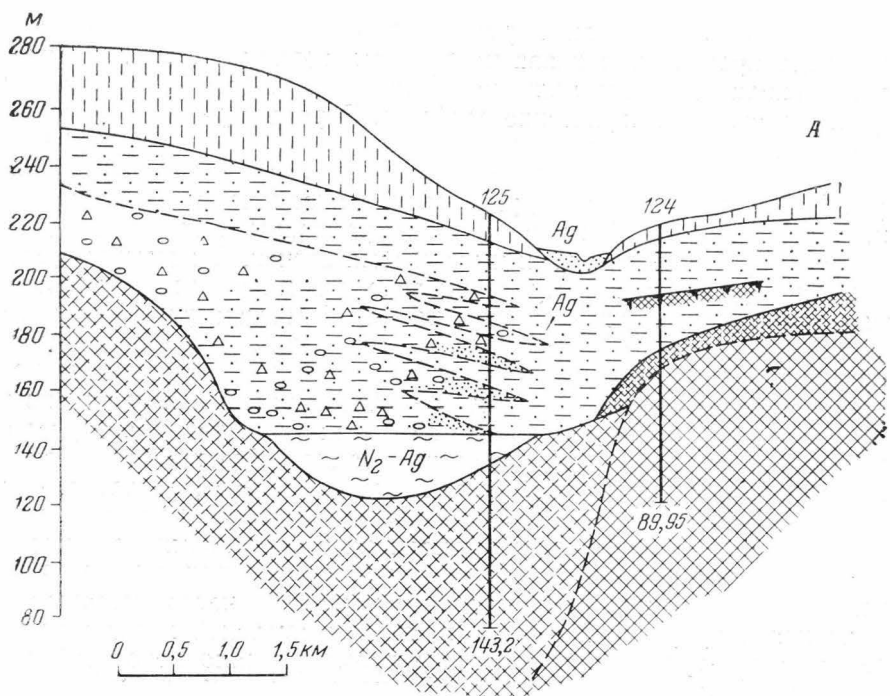


Рис. 12. Погребенные речные долины в Чумышском Присалаирье у сел. Семеново-Красилово (А) и Залесово (Б)

1 — известняк; 2 — глинистые сланцы; 3 — кора выветривания; 4 — глина бурая; 5 — глина серая; 6 — супесь серая; 7 — лёссовидный суглинок; 8 — песок; 9 — погребенная почва; 10 — щебень местных пород; 11 — обломки бурого железняка; 12 — галечник; 13 — окатыши красных глин из коры выветривания

вых широколиственных лесов: липа, граб, дуб, лещина, вяз. Впрочем, и в современных ценозах чернолесья Салаира и Горной Шории очень часты пионы, угнетенные ирисы, хмель и другие виды, которые П. Н. Крылов (1891) считал реликтами широколиственных плиоценовых лесов. Видимо, убежищами для растительности в ледниковое время служили прогреваемые склоны невысоких увалов Салаира, аналогичных тем, где располагаются современные ареалы липы в Горной Шории.

На площади Салаирского кряжа во время самаровского оледенения существовали небольшие реки, долины которых заполнены иловатыми

глинами со щебнем местных пород. Осадконакопление на междуречьях в это время происходило главным образом эоловым путем. Осевший мелкозем входил в состав аллювиальных и озерно-болотных отложений и утрачивал свои специфические свойства. В ряде случаев эоловый материал покрывал осушенные участки речных долин, которые затем погребались под аллювием. По мере накопления водно-эоловых толщ днища речных долин повышались, уклоны их становились меньшими, русла блуждали по выровненным и засыпанным равнинам, оставляя среди них русловые залежи из пылеватых и глинистых песков. В моменты кратковременных перерывов в поступлении эолового материала в увлажненных местах формировались луговые почвы. В местах развития просадочных западин возникали благоприятные условия для произрастания растений, развития гидрофильных моллюсков и формирования почв. В пределах Салаирского кряжа и Ненинско-Чумышской котловины в это время происходило сглаживание основных форм рельефа благодаря преимущественно эоловому накоплению осадков. Все же часть поверхности кряжа с денудационными останцами оставалась, вероятно, обнаженной и подвергалась выветриванию. Здесь происходило в основном образование каменных россыпей у подножий останцовых возвышенностей. Следы перигляциальных процессов этого времени в виде грунтовых клиньев (псевдоморфы по ледяным клиньям) четко выражены в породах краснодубровской свиты Бийско-Барнаульской котловины. Повышение базиса-эрозии в самаровское время вызвало перестройку основной водной артерии — Пра-Оби. В начале ширтинско-мессовского межледниковья (межстадиала) русло ее было приподнято, судя по превышению цоколей террас над современным руслом, метров на 100 и пролегало в восточной части Бийско-Барнаульской котловины в направлении из района Бийска в сторону р. Тальменки. Далее она перепиливала в районе Черепаново пониженную часть северо-западного отрога Салаирского кряжа и Колывань-Томскую возвышенность и текла в район устья современной р. Ирмени. Таким образом, Каменское Присалаирье было отделено от основной части кряжа долиной прорыва Пра-Оби, размывшей 40—70 м осадков самаровского времени. Аллювиальные песчаные образования этой долины, известные под наименованием большереченской толщи, вскрыты скважинами в пос. Тальменке, г. Черепаново, с. Дорогиной Заимке, д. Озерки и в других пунктах. Долина Пра-Оби в районе прорыва через Салаирский кряж имеет сложную форму с крутыми поворотами, отражающими направления палеозойских структур. С возвышенности Каменского Присалаирья в это время стекало несколько небольших речек, долины которых впоследствии были унаследованы р. Кулундой.

Благодаря значительному врезу Пра-Оби в конце ширтинско-мессовского времени началось интенсивное эрозийное расчленение склонов долины и формирование притоков. Направление притоков контролировалось главным образом уклоном местности. В связи с этим правые притоки Пра-Оби, бравшие начало с Салаирского кряжа, ориентировались перпендикулярно к долине с северо-востока на юго-запад. На юго-западном склоне кряжа, как и в настоящее время, атмосферных осадков выпадало, по-видимому, больше, чем на восточном. Это обстоятельство могло оказывать влияние на формирование здесь более густой речной сети. Поэтому осадки самаровского времени здесь в значительной мере замещены аллювиальными песками. Последние вскрыты буровыми скважинами у с. Шатуново и пос. Большевик.

Спорово-пыльцевые комплексы из большереченской толщи отвечают смешанным сосново-березовым лесам, перемежавшимся с разнотравными лугами. Появление в небольших количествах теплолюбивых форм (граб, лапина, эфедра, тсуга) свидетельствует о потеплении климата.

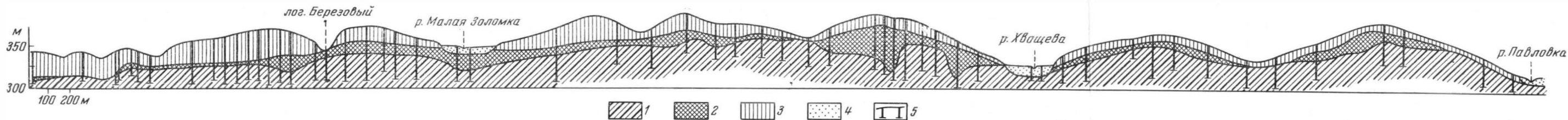


Рис. 13. Строение рыхлого покрова Салаира в верховьях р. Берда

1 — палеозойские сланцы и известняки; 2 — красноцветные глины верхнего мела и палеогена; 3 — покровные средне-верхнечетвертичные лёссовидные суглинки; 4 — современные аллювиальные отложения; 5 — буровые скважины

Таким образом, ширтинско-мессовское время на Салаире характеризуется увеличением водообильности рек, усилением их эрозионной и транспортирующей способности, а также формированием новых притоков.

В конце среднечетвертичной эпохи произошло похолодание, которое можно сопоставить с тазовским оледенением (стадией) на севере Сибири. В это время на Салаире преобладало эоловое осадконакопление. Приносившийся ветром мелкоземистый материал отлагался на слабо всхолмленной и неглубоко расчлененной поверхности кряжа, часть которой уже была покрыта эоловыми осадками самаровского времени. В таких условиях была сформирована верхняя часть лёссового покрова, общая мощность которого составляет 25—30 м (рис. 13). Расчленение лёссового покрова в пределах кряжа пока проводится условно. Лишь по его периферии и в Бийско-Барнаульской котловине, где эоловые осадки чередуются с аллювиальными и содержат палеонтологические остатки, отложения тазовского времени выделены А. М. Малолетко (1965а) в чумышскую свиту. Мощность лёссовой толщи кряжа увеличивается в понижениях рельефа и уменьшается на выступах. Лёссовый покров сгладил неровности рельефа и придавал им плавные очертания. Лишь отдельные денудационные останцы, сложенные палеозойскими породами, выступали среди лёссовой слабоувалистой равнины. В начале лёссонакопления с повышенных участков талыми и дождевыми водами смывался материал более древних пород. В результате этого в основании лёссового покрова обычны линзочки переотложенных неогеновых глин, продуктов коры выветривания и щебня изверженных, метаморфических и осадочных палеозойских пород.

Перед всеми исследователями покровных отложений Салаира встает вопрос об источнике эолового материала. Минералогические исследования в настоящее время не дают ответа на этот вопрос. Используя сведения о современной динамике атмосферы (о направлении и силе ветров) и палеогеографические реставрации, Б. Ф. Сперанский (1923, 1924, 1933б, 1948), М. П. Нагорский (1941а), В. В. Вдовин (1948), А. М. Малолетко (1964), Б. А. Федорович (1960) и другие считали, что вынос мелкозема происходил в основном из Казахстана и, возможно, из Средней Азии. Мы предполагаем, что как во время самаровского, так и тазовского отледенений морозному выветриванию подвергались обнаженные степные пространства центральной части Кулунды и Казахстана, сложенные палеогеновыми, неогеновыми и эоплейстоценовыми рыхлыми породами, и в меньшей мере возвышенные части Салаирского диспленя. Большая сухость почвы при маломощном снежном покрове способствовала возникновению пыльных бурь. Господствовавшие юго-западные ветры приносили к Салаиру массу пылеватого материала. Свидетельство В. А. Обручева (1912) о том, что в февральскую ночь 1911 г. в районе г. Змеиногорска на Алтае был отложен слой пыли в палец толщиной, дает представление об интенсивности эоловых процессов. Несомненно, что более суровый климат во время оледенений мог обеспечить более постоянное и значительное поступление эолового мелкоземистого материала на Салаир и в прилегающие к нему районы.

Наличие на пути пыльных бурь сравнительно увлажненной и облепленной широкой долины Пра-Оби и примыкающей к ней озерно-аллювиальной равнины, а затем Салаирского кряжа и Колывань-Томской возвышенности благоприятствовало накоплению здесь масс мелкозема, который в процессе почвообразования превратился в лёсс. Пыльные воздушные потоки переваливали сравнительно невысокий Салаирский кряж и, утратив над ним свою скорость, отлагали мелкозем также в Кузнецкой котловине, особенно в ее западной части, образуя, по выражению Б. Ф. Сперанского, «тень Салаира».

Долина Пра-Оби в тазовское время в связи с уменьшением стока заполнялась обломочным песчаным и алевритовым материалом, как выносившимся из гор, так и поступающим золотым путем. Это вызвало повышение базиса эрозии ее притоков и усиление аккумуляции аллювия в их долинах. К концу тазовского ледникового речная сеть была одряхлевшей. Реки имели неустойчивые русла, блуждали по равнинам, засыпанным золотым и аллювиальным материалом. Это облегчило смещение долины Оби на запад под влиянием слабого поднятия Каменского Присалаирья. Следы блужданий русел в виде песчаных отложений выступают на поверхность из-под покрова лёссовидных суглинков в ряде мест на междуречьях Оби и Чумыша, Берди и Елбани (у д. Зайчихи), где они слагают холмистые участки среди лёссовой равнины.

На лёссовой равнине Салаира озерные водоемы отсутствовали. Здесь встречались лишь незначительные понижения, в которых в периоды снеготаяния и дождей скапливались воды. Такие заболоченные участки выражены в лёссовой толще в виде линз серых иловатых суглинков.

Юго-западнее устья р. Уксуная на левобережье Чумыша у с. Бараново в лёссовидных суглинках чумышской свиты А. М. Малолетко обнаружил угловатые и окатанные обломки эпидозитов, эпидото-кварцевых роговиков, порфиритов, микрокварцитов (среди них есть сидеритизированные разности), яшм (серых, черных, пятнистых и красных), песчаников, сланцев и алевролитов. Такого же состава обломочный материал встречен в данном районе и в глинистых осадках монастырской свиты. Сидеритизированные породы и красные яшмы в коренном залегании известны на восточном склоне Салаирского кряжа в бассейнах рек Томь-Чумыша и Кара-Чумыша. Это дало нам основание предполагать существование в начале и середине плейстоценовой эпохи речной долины, пересекавший Салаир с востока на запад, по которой речными льдами и выносился указанный обломочный материал. По находкам остатков млекопитающих, собранных Б. К. Поленовым (1915) из лёссовидных суглинков на Южном Салаире, В. А. Обручев (1938, стр. 1270) пришел к заключению, что «присутствие северного оленя показывает холодный климат местности в эпоху отложения лёсса, а носорог и мамонт определяют время последней ледниковой эпохи».

Позднечетвертичная эпоха характеризовалась на Салаире усилением тектонической активности. Сложно построенный Салаирский антиклинорий переживал сводовое поднятие, осложненное подвижками по древним структурным линиям. В это время развивалась существующая ныне речная и балочная сеть кряжа. Конфигурация ее сложна и нередко загадочна. Во многих случаях ее план не согласуется с орографией и геологическим строением. Объяснение этих аномалий в конфигурации гидросети является одной из первоочередных задач палеогеоморфологии. Как показано нами, крупные реки — Обь и Чумыш — заложились еще до поднятия Салаира, на что указывают наличие antecedentных участков в их долинах в местах пересечений кряжа и несовпадение водораздельной линии с линией наибольших высот. Долины рек с двухтеррасовым комплексом в верховьях, таких, как Алаumbai, Сунгай, Урап, Тогул и других, не пересекают кряж, формируясь в пределах его юго-западного склона. Этими фактами определяется время интенсивного поднятия кряжа в интервале между формированием пятой и четвертой террас (казанцевское межледниковье) и второй террасой (сартанское ледниковье). Образование третьей террасы относится к каргинскому межледниковью. По Берди она прослеживается почти до верховья, а ее высота увеличивается вверх по течению с 20 до 23 м. При этом повышается и поколь террасы. Продольный профиль ее обычно деформирован. Деформация профиля произошла, вероятно, на границе между каргинским

междунниковьем и временем начала сартанского оледенения и вызвана была, по-видимому, неравномерным поднятием кряжа.

В начале позднечетвертичной эпохи русла современных рек занимали более высокое гипсометрическое положение и испытывали значительные горизонтальные перемещения. Следы первоначального долинного вреза в покрытую лёссовидными суглинками и супесями равнину сохранились на многих реках в виде придолинных уступов и впервые были описаны Н. Н. Соколовым (1935, 1936).

Начавшееся интенсивное поднятие Каменского Присалаирья вызвало врезание русла Оби. В районе Камня-на-Оби ее русло спроектировалось через рыхлый покров на палеозойские породы и выработало в них узкую, шириной 2 км, antecedentную долину. Перед ней возникло большое озеровидное расширение, причём Обь постепенно оттеснялась поднимавшимся Салаиром к погружавшемуся приразломному понижению, проходящему вдоль интенсивно поднимающегося Приобского плато. Лестница обских террас, расположенная по правому берегу, указывает на длительную историю развития этого озеровидного расширения, охватывающую поздний плейстоцен и голоцен. Наибольшую амплитуду поднятие в Каменском Присалаирье имело, по-видимому, в районе с. Шайдурово. Отсюда радиально направлены правобережные притоки Оби — реки Аллак, Чингис, Каракан, Каменка, Нижний и Верхний Сузун и Иня. Характерно, что верховья Нижнего и Верхнего Сузуна, Каменки и Арапихи (правого притока Ини) унаследованно направлены с запада на восток — против современного течения Оби — в сторону погребенной долины Пра-Оби и открываются на высокие обские террасы. Поворот долин этих рек в среднем и нижнем течениях произошел вслед за перемещением русла Оби в сторону Приобского плато. Хорошо разработанные террасированные долины в верховьях указанных рек свидетельствуют о длительной истории их формирования. Долина Чумыша заложена, очевидно, вдоль слабо выраженного понижения в районе с. Бураново, по которому происходил сброс вод с Салаира в среднечетвертичную эпоху. Верховья Чумыша врезаны в выровненную поверхность, унаследованную от дочетвертичного времени и покрытую плащом лёссовидных пород довольно равномерной мощности. Следы вреза в начале заложения речной долины в виде высоких скульптурных покатых ступеней (гласисов) сохранились по р. Кара-Чумышу у сел. Инченково, Верхний Чумыш, Кара-Чумыш и в других местах. Рельеф этого времени изобилует денудационными останцами, был изрезан долинами. На значительных участках, сложенных известняками, сохранились формы карстового рельефа. Все эти факторы наряду с влиянием литологии и тектонических структур обусловили сложную конфигурацию чумышской долины.

Важным моментом в истории долины Чумыша является перепиливание рекой Салаирского кряжа. Один из его истоков — р. Кара-Чумыш берет начало на Центральном Салаире с отметками 560 м над уровнем моря. Долина реки здесь узкая, крутосклонная, с врезанными меандрами. С удалением на восток местность снижается до 440 м. В среднем течении р. Кара-Чумыша, в пределах окраины Кузнецкой котловины, долина расширяется, появляется ряд озеровидных расширений, склоны выполаживаются. Резко меняется форма долины ниже слияния Кара-Чумыша с Томь-Чумышом и особенно ниже устья Сары-Чумыша. Местность здесь вновь повышается до 470—480 м, долина сужается, склоны становятся крутыми, местами отвесными, высота их достигает 100—150 м. Здесь очень четко выражены меандры, выработанные в нижнепалеозойских породах. Ниже с. Локоть глубина вреза долины уменьшается при увеличении ее ширины и выполаживании склонов. Участок долины Чумыша от с. Томского до с. Костенково рассматривается нами как antecedentный, связанный с прорезанием мед-

ленно поднимающегося свода Салаирского антиклинория. Это подтверждает вывод М. П. Нагорского (1941а) о том, что в первую половину четвертичного периода Салаир был слабо выражен в рельефе. Становятся понятными и причины несоответствия линии водораздела и максимальных отметок кряжа. Последнее хорошо видно на примере бассейна Чумыша, на расположение рек которого кряж, как орографическая единица, не оказал почти никакого влияния. В результате позднечетвертичного поднятия осевой части кряжа и вызванного им подпруживания в долинах Чумыша и его притоков — Сары-Чумыша, Бенжерепа и Муная, а также на реках Ангуреп и Неня возникли крупные озеровидные расширения, среди которых сохранились останцы более древнего денудационного рельефа. Образование расширенных участков долин связано с местными поднятиями отдельных морфоструктур. Время их формирования определяется площадным развитием в их пределах первой террасы и отвечает, по-видимому, началу сартанского ледникового.

Долина Берди, судя по наличию в ней трех террас, заложилась значительно позже долины Чумыша — вероятно, во время каргинского межледникового (межстадиала), для которого характерен сравнительно теплый влажный климат. На пенепленизированной поверхности кряжа, задернутой покровом лёссовидных пород, осадки накапливались в различных понижениях, впоследствии объединившихся в единую долинную систему. Верховье Берди, примерно до с. Мочегы, приурочено к крупной карстовой котловине (полье), сформировавшейся еще в меловом периоде на площади выходов врехнесилурийских и нижнедевонских известняков. Ниже Мочегы западное направление долины подчинено общему уклону поверхности. В выработке этого уклона важную роль играла Пра-Обь, коренным склоном которой являлась западная часть Салаирского дисплена. В дальнейшем на развитии долины Берди сказались как новейшие тектонические движения, так и сложность геологического строения территории. В результате оживления движений и усиления глубинной эрозии рыхлый покров был прорезан в несколько стадий (следы которых сохранились у сел Серебренниково, Легостаево, г. Искитима), и река начала выработать ложе в палеозойских породах.

Бердь дважды пересекает дугообразную осевую линию Салаирского антиклинория, существенно меняя при этом морфологию своей долины. До с. Мочегы ее долина довольно широкая, с террасированными склонами и блуждающими меандрами. Между с. Мочегы и устьем р. Суенги Бердь пересекает полосу молодых поднятий. Долина при этом сужается и образует врезанные меандры. Ниже, до устья р. Хмелевки, долина вновь расширяется до 3—4 км, имея черты озеровидной подпруды. Между устьями рек Хмелевки и Ика Бердь вторично пересекает осевую зону молодых поднятий. Ее долина несет здесь все черты молодых долин областей недавних поднятий: она узкая, с крутыми, местами отвесными бортами, с невыработанным продольным профилем. Лишь в нижнем течении, уже по выходе за пределы Салаира, бердская долина становится широкой, с пологими склонами и блуждающими меандрами.

Эпигенетические участки долины Берди, на выходах палеозойских пород, описывались ранее Б. Ф. Сперанским (1924, 1933а, 1933б), А. А. Зенковой и А. Л. Матвеевской (1937).

В последние годы установлено, что на Салаире современные реки нередко врезаны в древние речные долины, выработанные в палеозойских породах и погребенные под позднейшими осадками. В таких случаях конфигурация речной системы контролируется погребенной долиной. В процессе такого «откапывания» погребенных долин реконструируется эрозионный рельеф прошлых эпох.

Интересный случай «откапывания» единой погребенной долины двумя разными современными реками, относящимися к различным бассей-

нам, наблюдал на Центральном Салаире А. М. Малолетко. Здесь в палеозойских породах, вероятно в плиоцен-четвертичное время, была выработана дендровидная долинная система, ориентированная меридионально. Верховья этой долины освоены р. Кедровкой (правым притоком р. Бирюли, системы Ини) и р. Большим Мунгаем (правым притоком р. Чумыша). Направление древней долины отразилось в своеобразном (против течения основного русла) направлении притоков Кедровки, являющейся как бы естественным продолжением Большого Мунгая.

В верховьях р. Мунгаенок — правого притока Большого Мунгая — установлено несовпадение современной и погребенной долин. Русло Мунгаенка при врезе спроектировалось на борг погребенной долины и выработало узкий, около 20 м, эпигенетический участок долины в нижнепалеозойских сланцах и песчаниках.

Вершина р. Бенжерепа, правого притока Сары-Чумыша, также унаследовала погребенную долину левого притока Пра-Кондомы. Очевидно, унаследованный характер имеют долины левобережных притоков Ини, стекающих с восточного склона Салаира, рек Большого и Малого Бачатов, Ура, Касьмы, Тарсьмы, Малой Изылы, Изылы.

На отдельных участках современных долин, наложенных на более древние долины, в строении разрезов фиксируется этап общего ослабления стока, когда раннеплейстоценовая речная сеть Салаира была погребена под лёссовидными породами эолового и делювиального генезиса. Известны случаи наложения современной речной сети и на более древние речные долины. Например, правобережные притоки р. Неи — реки Шалап, Караган, Солтонка, Болотная, Урупа, — как показало бурение, врезаны в древний аллювий (пески с галькой и глины) иенинской свиты (дат-палеоцен). Долины рек Большой и Малой Суеток севернее Камня-на-Оби наложены на древнюю долину, заполненную позднеолигоценным аллювием. В Северном и Центральном Салаире разведочными работами установлено наложение отдельных участков современных долин на неогеновые речные долины (Гаррис, 1947).

На конфигурацию позднечетвертичной и современной речной сети оказали также влияние многочисленные останцы трудно размываемых пород, обуславливая местные резкие изгибы долины. Это хорошо видно на р. Каменке, огибающей у с. Балахчи останец Каменный Мыс, сложенный кварцитами.

Характерной особенностью позднечетвертичного и современного рельефа Салаира является густая сеть логов и балок. Современное эрозионное расчленение местности столь значительно, что, как уже отмечалось, дало основание Н. Н. Соколову (1935) признать Салаир образцом эрозионного увалисто-долинного ландшафта. Мы считаем более правильным именовать эрозионный рельеф кряжа долинно-балочным, поскольку растущие овраги в настоящее время развиты слабо и не столь характерны для современного рельефа. Однако в конце плейстоценовой эпохи они представляли весьма существенный элемент ландшафта, о чем можно судить по густой сети логов и балок.

Густота, глубина, конфигурация, характер склонов и другие черты долинно-балочного рельефа неодинаковы для отдельных районов. Они зависят от состава и глубины залегания коренных пород, литологии и мощности рыхлого покрова, новейших тектонических движений, климата и других рельефообразующих факторов. Разные районы Салаира обладают определенным, присущим только им сочетанием этих факторов, что наложило свой отпечаток на характер их эрозионного расчленения.

Время формирования балочного рельефа восстанавливается по взаимоотношению аллювия речных террас и балок (логов). Большинство древних балок открывается на первую террасу, которая бухтообразно

проникает в балочные понижения и имеет в плане лопастную форму. Вложенный характер террасового аллювия по отношению к устьям балок—в прошлом оврагов—указывает на заложение оврагов в период глубокого вреза рек перед формированием первой террасы, когда произошло расчленение склонов долин, высоких террас и междуречий. В фазу формирования осадков первой террасы овраги были подпружены, заполнены в устьях речным аллювием, а в средних течениях и верховьях — делювиальным материалом; одновременно происходили переработка и закрепление их склонов. В последнюю стадию оврагообразования были выработаны цирковидные лопастные расширения в верховьях оврагов.

Первая терраса хорошо сохранилась на салаирских реках, являясь дном озеровидных расширений речных долин выше пересечения ими осевой линии Салаирского кряжа. Вероятно, оживление неотектонических движений, которое обусловило подпрудные явления, совпало с плювиальным периодом, так как только при обилии вод и выносимого ими обломочного материала могли образоваться значительные аллювиальные равнины — Ненинская, Сары-Чумышская, Ангурепская, отвечающие первой террасе. Аналогичные участки имеются и в присалаирской части Кузнецкой котловины, в долинах рек, стекающих с Салаира. В этот же период формировался долинно-балочный рельеф Колывань-Томской возвышенности.

Приведенные данные о колебаниях стока и изучение палеонтологических остатков из позднечетвертичных осадков указывают на неоднократные изменения климатических условий Салаира в течение этого времени. Таким образом, в течение позднечетвертичной эпохи под воздействием эндогенных факторов оформилась современная морфоскульптура кряжа, произошло формирование лёссовидного покрова, заложилась и развилась современная речная и овражно-балочная сеть.

Этап современного преобразования рельефа (голоцен)

В голоценовую эпоху происходит общее слабое неравномерное поднятие Салаирского кряжа. По геоморфологическим признакам М. А. Усов (1936) считал, что Салаир поднимается ежегодно на несколько сантиметров. Этот вывод оказался верным, хотя и преувеличенным для процессов современных движений. Так, материалы повторного нивелирования по линии Новосибирск—Барнаул—Семипалатинск показывают, что поднятие Колывань-Томской возвышенности и Каменского Присалаирья составляет 4—5 мм в год относительно Новосибирска, условно принятого за неподвижный пункт, а Приобского плато в левобережье Оби—свыше 7 мм в год (Мещеряков, 1965). Эти сведения косвенно подтверждают предположение Р. С. Ильина (1935) об унаследованном развитии долины Оби вдоль системы разломов в палеозойском фундаменте. Активными движениями по этим разломам обусловлена современная сейсмичность Каменского Присалаирья. Сопоставляя разные источники, можно отметить много землетрясений, происходивших с конца XVIII в. Они отмечались 6 января 1783 г. в г. Барнауле, 12 декабря 1857 г. во всех селах Крутоберезовской волости Бийского округа, 4 марта 1882 г. на юге Томской губернии от Томска до Салаира, в г. Колывани и Барнауле, в 1829 и 1914 гг. в Каменском Присалаирье, в 1938 г. в г. Барнауле, в 1948 г. в районе с. Крутихи Каменского района. Наконец разрушительное семибалльное землетрясение произошло 15 февраля 1965 г. с эпицентром несколько южнее и юго-восточнее Камня-на-Оби (Жалковский, Г. М. и И. Д. Цибульчики.

1965). Сейсмически активна и восточная окраина Салаира в районе Тыргана — вдоль Кузнецко-Салаирского глубинного разлома («Землетрясение...», 1882, 1898; Масарский, Моисеенко, 1962; Цибульчик, Жалковский, Моисеенко, 1964, Масарский, Горбунова, 1964).

С голоценовым поднятием Салаирского кряжа и Приобского плато связано врезание речной сети с формированием двух ступеней поймы. На Чумыше высокая пойма имеет превышения над меженным уровнем до 8 м и низкая — 2—3 м. Высокая пойма заливается очень редко, и поэтому часто на ней расположены населенные пункты. Особенно высокие уровни наблюдаются на реках юго-западного склона Центрального Салаира. Так, в долине р. Алаббая, вблизи с. Смазново, высокая пойма имеет высоту 11 м, в долине р. Тогула у с. Тогула — 10 м, в низовье р. Уксуная — 8 м. Наличие таких глубоких врезов русел и формирование высоких пойм могут быть объяснены энергичным поднятием Сорокинского горста по Алабайскому и Афонинскому разломам и Шалапско-Уксунайского горста по Уксунайскому разлому.

С общим продолжающимся воздыманием Салаира связано и осушение системы озер у северо-восточного подножья кряжа (Атанаевского и др.), энергичное врезание салаирских рек в собственные отложения и выработка врезанных меандр в верховье Берди, на р. Худой у с. Залесово и в других местах. Поднятие Салаира увлекло за собой и восточную окраину Бийско-Барнаульской котловины. Вследствие этого долина Оби на меридиональном участке отступает на запад, подмывая крутой уступ энергично поднимающегося Приобского плато. По данным Е. В. Трепетцева (1962), отступление коренного склона обской долины происходит в настоящее время со скоростью 0,5 м, а размыв песчаных террас — 3,5 м в год. В результате перемещения долины Оби правобережные ее притоки удлиняют свои русла. Вместе с тем вследствие понижения базиса эрозии они интенсивно врезаются в средних течениях и в верховьях. Происходит борьба за площадь водосбора правых притоков Оби и левых притоков Чумыша. Вершины притоков, продвигаясь в глубь водораздела, часто располагаются кулисообразно, заходя одна за другую. Поэтому линия водораздела приобрела в плане зубчатую форму. Наиболее ярко эти перестройки видны на примере обезглавливания р. Каменки р. Большой Речкой. Место перехвата верхнего течения Каменки зафиксировано резким изломом направления Большой Речки. На месте перехвата образовалась сквозная долина, открытая на юго-запад и на северо-восток. Обезглавленная Каменка, лишившаяся большей части стока, превратилась в небольшую речушку, затерявшуюся в широкой заболоченной долине. В связи с этим перехватом линия Обь-Чумышского водораздела здесь переместилась на 25 км к северо-востоку, где максимальные отметки водораздела не превышают 324 м (прежняя линия водораздела проходила по отметкам не менее 372 м).

Глубокое врезание речных долин благоприятствует возобновлению оврагообразования и плоскостного смыва почвенного покрова. Особенно крупные овраги развиты в южной степной части Салаира — на правобережье Бии, сложенной мощной толщей лёссовидных суглинков. Формируются овраги также в Чумышском и Каменском Присалаирье. В этом процессе основную роль играют временные потоки, образующиеся за счет талых и ливневых вод, действию которых способствуют рыхлость размываемых пород и большие уклоны тальвегов оврагов. Так, овраг на правом берегу Чумыша у с. Сорокино за 20 лет удлинился на 0,5 км. Хорошо дренируемые карбонатные лёссовидные суглинки и супеси в этих районах подвергаются своеобразному карстообразованию с формированием приовражных воронок и небольших полостей. На водораздельных пространствах возникают блюдцеобразные суффозион-

ные западины, к которым обычно приурочены осиново-березовые колки, иногда заболоченные.

В руслах верховьев Чумыша, Берди и их притоков накапливается грубый плохо окатанный материал. С размывом продуктов древней коры выветривания связано накопление глыбового аллювия из бурых железняков, которые в некоторых местах образуют крупные скопления. Так, Томский железодельательный завод длительное время использовал бурый железняк, извлекавшийся горнозаводскими крестьянами из русла Томь-Чумыша. Большое количество валунов бурого железняка и бокситов с примесью обломков кварца и глинистых катунов наблюдается в основании пойменного аллювия р. Кривой Талицы, левого притока Берди. В низовьях правых притоков Чумыша и на участке последнего ниже с Кслонково хорошо выражены процессы перемывания и переотложения аллювия, главным образом пойменного.

В общем балансе современного аллювия главную роль играют продукты поверхностного смыва. Доля продуктов размыва дна и берегов незначительна. Анализ твердого стока рек в системе Чумыша, выполненный А. М. Малолетко (1964), показывает, что в бассейне р. Тогула с Салаирского кряжа ежегодно сносится с 1 км^2 $140,6 \text{ т}$ рыхлого материала, тогда как с восточной окраины Обь-Чумышского междуречья в бассейне р. Тарабы — только $0,332 \text{ т}$. Средний смыв с поверхности Салаирского кряжа составляет, по настоящим расчетам, $0,116 \text{ мм}$ в год, а на востоке Обь-Чумышского междуречья — $0,000027 \text{ мм}$ в год. Общий твердый сток в бассейне р. Чумыша до ст. Усть-Тальменской определен в 2825625 т в год ($128 \text{ т с } 1 \text{ км}^2$), а средний смыв поверхности $0,1 \text{ мм}$ в год. Эти цифры характеризуют интенсивность современного делювиального смыва в бассейне р. Чумыша и, в частности, с Центрального и части Южного Салаира.

Благодаря современной интенсивной эрозионной деятельности салаирских рек происходит перемыв древних долинных, склоновых и элювиальных россыпей золота и разнос последнего. Поэтому современный аллювий во многих реках является золотоносным и неоднократно становился объектом старательской промывки, а в бассейне р. Суенги и дражной промышленной разработки. Все же пространственно современные русловые россыпи золота тяготеют в основном к своим первичным коренным источникам — элювиальным мезозойским россыпям, сульфидным месторождениям, содержащим золото, или к телам диоритов и гранодиоритов с кварцево-карбонатными золотоносными жилами.

С поймами в Чумышском и Каменском Присалаирье связано формирование мелких залежей озерно-болотных бобовых железных руд, известных в поймах Большой Речки у с. Южаково и в верховье р. Аллака. Образование их происходит в результате дренирования реками грунтовых потоков, содержащих растворенное железо. Эрозионное расчленение Присалаирья в современную эпоху совпало с оптимальными климатическими условиями. Последними обусловлено также формирование маломощных залежей торфа в балках или в старичных понижениях пойм.

Прогрессирующее отступление ледников и повышение снеговой линии в Горном Алтае являются доказательствами современного потепления климата. Очевидно, с увлажнением климата связаны формирование вторичных осиново-пихтовых лесов в пределах кряжа и оподзоливание и деградация первичных черноземных почв. Максимальное количество осадков выпадает на юго-западном склоне Салаира. В Кузнецком Присалаирье, где осадков выпадает значительно меньше, развиты солоносные почвы.

КУЗНЕЦКАЯ КОТЛОВИНА

ИСТОРИЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Кузнецкая котловина является геологически наиболее исследованным регионом Алтае-Саянской горной области. Однако за более чем столетний период геологической службы здесь не было поставлено специальных исследований геоморфологии и стратиграфии кайнозойских отложений в масштабе всего региона. Достаточно сказать, что в последней монографии В. И. Яворского «Очерки по истории геологического исследования Кузнецкого бассейна» (1962) не упоминается ни одной работы на эту тему. В многочисленных сводных работах по Кузбассу соответствующие главы написаны преимущественно на основе отрывочных и недостаточно систематизированных сведений, собранных из различных отчетов по геологическим съемкам, поискам и разведкам. Даже при среднемасштабной геологической съемке, которой в настоящее время покрыта вся Кузнецкая котловина, геоморфологические исследования не входили в целевое задание, а четвертичные и верхнеплиоценовые отложения, кроме аллювия современных рек, как правило, не картировались. Поэтому геоморфологические карты составлялись без единой легенды и плана.

Восстановление мезо-кайнозойской палеогеографии также сталкивается с очень слабой изученностью всей послееюрской толщи осадков. Как ни парадоксально, но одной из причин этого являются сами богатства недр Кузбасса: в период наиболее интенсивных поисков и разведки все, что не касалось непосредственно угленосных толщ, исследовалось недостаточно тщательно.

Геологические исследования Кузбасса до начала XX столетия, как правило, не затрагивали послееюрскую толщу осадков, а описания геоморфологии ограничивались краткой характеристикой рельефа района. Одно из первых указаний на связь современного рельефа с геологическим строением дается Б. К. Поленовым (1907). Им описана характерная для рельефа Кузнецкой котловины «Мелафировая подкова» (термин А. Н. Державина) — базальтовые Караканские, Нарыкские и Кайлотские горы, Тарадановский увал и Салтымаковский хребет, широкие долины р. Томи и ее основных притоков; высказано предположение, что р. Кондома древнее Томи выше их слияния. Автором детально описаны поверхностные и подземные угольные пожары у г. Прокопьевска, способствовавшие образованию своеобразного рельефа Тайбинских гор.

В первой монографии по Кузнецкой котловине В. И. Яворский и П. И. Бутов (1927) детально описали современный рельеф и его связь с составом и условиями залегания пород фундамента в предгорьях Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау. По мнению авторов, «грандиозные каменноугольные пожары», в результате которых образовались гребни Тайбинских гор, «наибольшего развития достигли в эпоху не позже постплиоцена». Авторы отметили широкое развитие в бассейне

третичных и послетретичных отложений древних и современных русел рек, привели разрезы террас рек, упомянули первую ископаемую фауну *Elephas primigenius* и *Bison priscus* в аллювии террас и суглинках, достаточно подробно описали морфологию речных долин в различных районах и указали на связь их формы и скорости течения с литологией фундамента и молодой тектоникой.

Л. И. Варданянц (1931) наряду с постановкой вопроса об актуальности работ по изучению мезо-кайнозойских отложений и новейшей тектоники связывал с последней глубокий врез речных долин и формирование Кузнецкой котловины и окружающих ее горных сооружений.

Более или менее подробному описанию геоморфологии, рельефа и стратиграфии четвертичных осадков юго-западной окраины Кузнецкой котловины и Кемеровского района мы обязаны развитию инженерно-геологических, гидрогеологических и изыскательских работ под строящиеся города и промышленные предприятия.

В 1927 г. А. М. Кузьмин при рекогносцировочных исследованиях грунтов будущих заводской и поселковой площадок у г. Новокузнецка обнаружил «Пра-Томский аллювий», лежащий на глубине 5—6 м от современного лэжа Томи и погребенный под осадками первой террасы. Время образования переуглубленных русел А. М. Кузьмин отнес к третьему межледниковому перерыву — ресс-вьюру, а максимальный врез Томи — к гюнц-минделю. За погребенную долину им принято переуглубленное русло, возникшее перед формированием второй террасы. А. М. Кузьмин впервые описал покровные галечники в районе крепости у Новокузнецка и на Кондоме у с. Кузедеево. Эти осадки он отнес «к самым древним — доминдельским членам постплиоценовых наносов», что очень близко к современному представлению о возрасте.

К. Г. Тюменцев (1931) много внимания уделил «ясным признакам омоложения речной системы, происшедшего в самое недавнее геологическое прошлое». По его мнению, это омолаживание вызвано поднятием Горной Шории, которое следует отнести «или к самому концу третичного, или к началу четвертичного периода. При этом вероятнее первое предположение». По нашим представлениям, на эту эпоху приходится наиболее грандиозные перестройки рельефа не только Кузнецкой котловины, но и всей Алтае-Саянской области.

На фоне большого количества последующих печатных и фондовых работ по различным районам котловины, в которых оргидрография, геоморфология и мезо-кайнозойская геология не являлись объектом специальных исследований и поэтому освещены недостаточно полно, особо нужно отметить сводку Е. В. Шумиловой (1934). Это первое и пока что единственное систематическое описание аллювиальных отложений Томи. В долине Томи Е. В. Шумиловой выделено пять террас, каждая из которых, кроме пятой, имеет два уровня. Каждый нижний уровень, по мнению автора, возник в результате размыва. Очень большое внимание уделила Е. В. Шумилова климатическим циклам эпохи накопления террасовых отложений и «фазам эрозионного цикла», в которые включены фазы размыва и осадконакопления, их характер и амплитуда. Таким образом, автором сделана попытка восстановления истории осадконакопления, развития долины и изменения климата от начала четвертичного периода. Для определения возраста террас Е. В. Шумилова за отсутствием палеонтологических остатков пользовалась методом сопоставления с эпохами оледенений и межледниковий.

Основным недостатком исследований Е. В. Шумиловой является плохое палеонтологическое обоснование возраста террасовых отложений, незначительное количество специальных геоморфологических наблюдений и, наконец, ограничение исследований только прирусловой частью долины Томи.

Ценный материал по четвертичным отложениям получен К. В. Радугиным (1934). Изучая разрез рыхлых отложений на Томь-Яйском водоразделе, в том районе, где структуры Кузнецкой котловины погружаются под рыхлые осадки Чулымо-Енисейской впадины, он впервые выделил широко развитые здесь синевато- и зеленовато-серые пластичные «тайгинские глины», которые считал древнейшими антропогенными отложениями района и отнес к гюнцу. Миндельским автор считал отложения «VII — вороновской» террасы Томи.

Региональные, в основном теоретические, работы Р. С. Ильина 1930—1935 гг. по вопросам почво- и лёссовобразования, происхождения рельефа, эпох оледенения, теории образования террас касаются в основном северной окраины Кузнецкой котловины. Чрезвычайно оригинальные, нередко дискуссионные высказывания Р. С. Ильина оказали большое влияние на более поздних исследователей.

Из последующих работ особого внимания заслуживает монография Н. Н. Соколова «О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби в районе рек Чумыша и Берди» (1935). В ней достаточно подробно описаны основные элементы рельефа присалаирской части Кузнецкой котловины, установлено влияние коренных пород и движений земной коры на его формирование, высказаны интересные предположения о происхождении и развитии рельефа. Автором приведено описание аллювия и геоморфологии долин Ини, Уската и Томи у Новокузнецка; описана Присалаирская равнина, полоса увалов по правобережью Ини, характер водоразделов у Новокузнецка. К основным недостаткам этой работы следует отнести фрагментарность исследований, отсутствие полной картины развития рельефа на всем Присалаирье от Кондомо-Чумышской депрессии на юге до Доронинской впадины на западе.

Интересный материал по стратиграфии четвертичных отложений дали инженерно-геологические и гидрогеологические исследования М. И. Кучина в Кузнецком и Прокопьевско-Киселевском районах (1930, 1932, 1941). Им впервые выделена погребенная долина р. Пра-Абы и изучен ее разрез, дана характеристика переуглубленной долины Томи у Новокузнецка, составлены детальные разрезы террас Томи у Новокузнецка и Кемерово.

В монографии В. Д. Фомичева (1940) сделана попытка систематизировать тот небольшой материал, который имелся в распоряжении автора и был получен главным образом на основании его личных наблюдений. По мнению В. Д. Фомичева, «можно считать, что равнинный рельеф Кузбасса был заложен уже в третичное время, возможно даже в меловое». Автор считал, что современная речная сеть Кузбасса была образована в послерисское время — после главного западносибирского оледенения. Анализ характера современной речной сети позволил автору сделать вывод, что отдельные участки Томи и ее притоков местами использовали долины более древней гидрографической сети. Говоря о взаимоотношении Салаира и Кузбасса, В. Д. Фомичев писал, что «Тырган» и уступ Салаира имеют возраст не древнее верхнетретичного. Новейшими поднятиями он объяснял глубокое расчленение рельефа южной и восточной окраин Кузбасса.

Для северной половины Кузнецкой котловины особенно ценными по орографической, геоморфологии и истории развития рельефа являются исследования А. В. Тыжнова 1931—1948 гг. В его многочисленных статьях и отчетах постоянно указывается на ступенчатый характер современного рельефа, что связано с размывом древнего пенеплена. Автор выделяет три уровня древних поверхностей выравнивания, однако постоянно подчеркивает, что нельзя забывать о молодой тектонике, которая могла деформировать древний пенеплен и поднять на различную

высоту участки единой поверхности. На основе анализа поверхностей выравнивания А. В. Тыжновым сделана реконструкция древнего рельефа на примере возвышенностей Сокура.

Обратно-перистое расположение притоков р. Томи, стекающих с Юргинских высот, и суженная часть ее долины в этом районе позволили А. В. Тыжнову высказать предположение о первоначально обратном направлении течения реки на участке, расположенном к югу от Юргинских высот.

И. В. Лебедев (1948, 1956, 1959), много лет посвятивший изучению юрских отложений Кузбасса, в своих работах уделил значительное внимание орографии, геоморфологии и истории развития рельефа. Первую поверхность выравнивания — «доступный для исследований уровень денудации» — он выделил на высоте 470—500 м. Второй пенеплен, который на 100—120 м ниже уровня первого, автор отнес к четвертичному периоду. Речную сеть Кузбасса он считал весьма молодой, датируя ее второй половиной четвертичного периода.

Очень ценные исследования в центральных районах Кузбасса, в поле развития юрских осадков Центральной мульды, провел В. В. Пономарев в 1947—1949 гг. Им хорошо описан разрез четвертичных отложений района: покровные галечники — эти «самые загадочные образования Кузбасса», озерно-болотистые илестые глины и суглинки и бурые покровные суглинки. Проведено сопоставление разрезов на большей площади, сделаны предположения о генезисе, возрасте осадков и рельефа.

Если для Кузнецкой котловины нет ни одной сводной работы по геоморфологии и мезо-кайнозойской геологии, то более «повезло» окружающим его регионам. Очень полные тщательные исследования М. А. Гаррис в 1947 г. и М. П. Нагорского в 1935—1945 гг. по Салаиру, В. Н. Шульгина в 1957 г. по Горной Шории, В. К. Монича (1937), А. С. Кириллова и И. Д. Курцерай в 1951 г. по Кузнецкому Алатау позволяют нам делать широкие сопоставления с другими районами Алтае-Саянской области.

Многолетние исследования М. П. Нагорского освещают в основном два вопроса: мезозойские и кайнозойские осадки северо-восточного Салаира и связанные с ним полезные ископаемые (в основном гидраргиллитовые бокситы) и стратиграфию четвертичных отложений юга Западно-Сибирской низменности.

В своих многочисленных печатных и фондовых работах, выполненных с 1934 по 1963 год, М. П. Нагорский много внимания уделил изучению климата, растительности, условиям осадконакопления, характеру и направленности тектонических движений мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного периодов на северо-востоке Салаира и юге Западно-Сибирской низменности. Автором изучены и описаны наиболее полные разрезы мел-палеогеновых и палеогеновых осадков этих районов, приведена детальная характеристика кор выветривания. Разобраны вопросы их генезиса, изучены и детально описаны связанные с ними и их переотложенными продуктами полезные ископаемые.

Наконец, очень большой и интересный фактический материал по геоморфологии, мезозойской и кайнозойской геологии заключен в многочисленных фондовых отчетах последних лет. Среди них наиболее полные материалы дают инженерно-геологические и гидрогеологические исследования М. И. Кучина, Ф. П. Нифантова, М. А. Кузнецовой, Ю. Н. Романца, Н. С. Черкасова, Ж. Н. Савиной, которые в силу специфики своей работы очень тщательно изучали рельеф и четвертичные осадки. Ценный материал нами использован также из отчетов В. Ф. Крохмалевой, И. Н. Звонарева, И. П. Максимова, Д. Д. Ждановой, А. Э. Юзвickого, Л. М. Мысиной, О. Г. Корсака и многих других геологов.

Упомянутые материалы до сих пор не были увязаны между собой и настоятельно требовали обобщения и систематизации. В настоящем очерке автор поставил себе целью выполнить эту задачу.

ТЕКТОНИКА

Кузнецкая котловина пространственно отвечает одной из своеобразных тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области — Кузнецкому прогибу (рис. 14). И. П. Толмачев (1909) рассматривал ее как «глубокий замкнутый грабен», В. И. Яворский (1927) — как межгорную впадину, Н. С. Шацкий (1946) и В. А. Кузнецов (1952) — как поперечный прогиб. В. А. Фомичев (1948) и Г. Ф. Крашенинников (1957, 1959) считали, что это — краевой прогиб герцинской геосинклинали. Начало формирования Кузнецкой впадины как самостоятельной тектонической структуры, по мнению большинства исследователей, необходимо отнести к среднему девону. К настоящему времени накопилось много убедительных данных, позволяющих относить Кузбасс на первом этапе формирования угленосных свит к краевому прогибу с последующим превращением ее в межгорную впадину. С окружающими его складчатыми областями он граничит по системе разломов различного возраста. Наиболее четко выраженный Тырганский надвиг и сопровождающая его система более мелких разломов отделяют Кузнецкий прогиб от Салаирской складчатой области — сложно построенной и длительной развивавшейся структуры (Сперанский, 1933; Фомичев, 1961). На северо-западе граница с Колывань-Томской позднегерцинской складчатой областью проходит по Томскому надвигу (Тыжнов, 1941). С востока и юга крутые взбросы отделяют его от каледонских складчатых структур Кузнецкого Алатау и Горной Шории.

Современный структурно-тектонический план Кузнецкого прогиба сложился в результате его многофазного тектонического развития и сложного взаимоотношения с окружающими горными сооружениями. В. С. Муромцев и О. Г. Жеро (1959), развивая идеи А. В. Тыжнова (1948), выделили в Кузнецком прогибе девять фаз тектогенеза, среди которых наиболее крупные тельбесская, барзасская, древне- и новокиммерийская.

А. В. Тыжнов (1948) установил, что интенсивность складчатости осадков Кузнецкого прогиба убывает от его северо-западной и западной окраин к центру и далее в сторону Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Тангенциальные давления со стороны Салаира и Колывань-Томской области, начавшиеся в герцинском цикле (Сперанский, 1933), привели к образованию в зоне сопряжения напряженных дугообразных линейных складок пород девона, карбона и перми, осложненных системой продольных дизъюнктивов — взбросов и надвигов. По этим дизъюнктивам весь район разбит на систему крупных, параллельных Салаиру блоков с амплитудой вертикального перемещения до 2000 м. По мере продвижения к центру Кузнецкого прогиба степень тектонической напряженности постепенно падает. Линейные складки сменяются ориентированными асимметричными брахискладками, которые в свою очередь уступают место пологим мульдам.

Приалатауская и пригорношорская части прогиба представляют собой пологие моноклинали, разбитые на систему крупных блоков, перемещение которых привело к образованию горстов и грабенов.

Складкообразование в Кузнецком прогибе произошло в основном в древнекиммерийскую фазу тектогенеза. В новокиммерийскую фазу продолжалось некоторое усложнение ранее созданной системы складок, образовались новые пологие складки в осадках юры и произошло пере-

мещение отдельных блоков по древним разломам. Последнее подтверждается затягиванием осадков юры в тектонические клинья, которые отмечены в районе деревень Лермонтово и Бормотово.

По степени дислоцированности осадков в пределах Кузнецкого прогиба отчетливо выделяются два структурных яруса. Первый из них, включающий породы верхнего палеозоя и триаса, сформировался в древне-киммерийскую фазу тектогенеза и, вероятно, несколько подновился в новокиммерийскую. Второй, сложенный осадками юры и, возможно, мела, менее дислоцирован.

Дислокации осадков юры изучены слабо. В сложно построенной системе взбросов на границе со структурами Салаира осадки юры местами затянуты в мелкие линейные складки, единые с породами палеозоя. В Дорониной мульде, по данным И. Н. Звонарева, они собраны в очень пологие складки с углами падения на крыльях не более 8° и разбиты дизъюнктивами типа взбросов. Юра Центральной и Тутуянской мульды в значительной степени дислоцирована. По данным И. П. Максимова, послеюрские деформации в Тутуянской мульде развивались по унаследованному структурному плану и проявились в виде пологой складчатости. Углы падения на крыльях складок колеблются от $4-8^\circ$ у р. Тутуяс до $35-40^\circ$ у улуса Колчезас и $50-60^\circ$ на Осиновском месторождении. В Центральной мульде И. П. Максимов в 1953 г., И. В. Нутриевская в 1960 г., О. Г. Корсак в 1960 г., Л. М. Мысина в 1963 г. описали крупные асимметричные складки: Панфиловскую, Литвиновскую, Плотниковскую, Сыромолотнинскую. В целом для складок Центральной мульды характерны крутые (местами до $60-70^\circ$) залегания юго-западных крыльев синклиналей и пологие ($3-6^\circ$) северо-восточных. Асимметрия складок, вероятно, связана с тангенциальным давлением со стороны Салаира и Колывань-Томской складчатой области.

О степени и характере дислокаций послеюрских осадков трудно говорить что-либо определенное. В Чулымо-Енисейском районе и на севере Кузнецкого Алатау по границе с Кузнецкой котловиной осадки нижнего и верхнего мела залегают горизонтально. В Ненинско-Чумышской впадине у д. Кандалеп Г. С. Харин в 1959 г. отметил отчетливую дислокацию осадков илекской свиты.

В остальных районах Кузбасса меловые и палеогеновые отложения развиты на столь ограниченных площадях и так плохо изучены, что говорить о их складчатости ввиду недостатка фактов не приходится. Только заметные проявления новейшей тектоники указывают на то, что кайнозойская эра характеризовалась здесь широким развитием эпейрогенических движений.

РЕЛЬЕФ И ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В системе Алтае-Саянской горной области Кузнецкая котловина занимает совершенно особое место. Окруженная Кузнецким Алатау с востока, Горной Шорней с юга, Салаиром с запада и Колывань-Томской возвышенностью с северо-запада, по особенностям своего структурного плана и отчасти рельефа она во многом зависит от направленности и интенсивности тектонических движений в этих горных сооружениях. Ее поверхность полого погружается с востока и юго-востока — от низко- и среднегорных районов Кузнецкого Алатау и Горной Шории на север и северо-запад к аккумулятивной равнине Западно-Сибирской низменности. В современной морфоструктуре это крупная сложно построенная котловина, довольно слабо отличающаяся от окружающих ее с юга

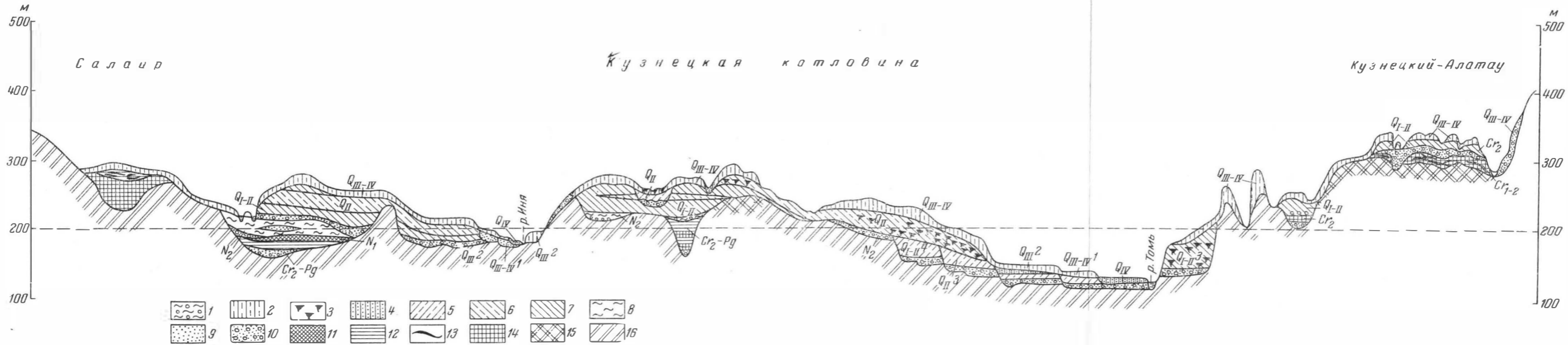
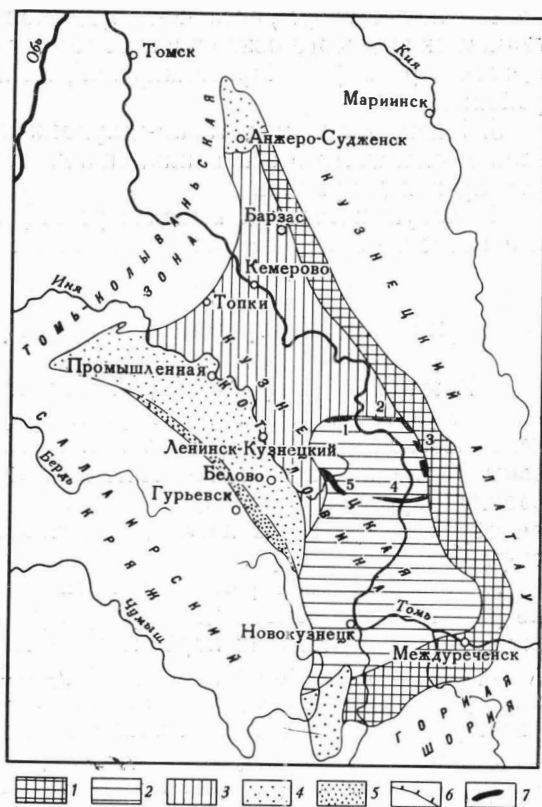


Рис. 14. Схема взаимоотношения рельефа и послелюрских отложений осадков Кузнецкой котловины

1 — делювиально-пролювиальные грубообломочные осадки; 2 — суглинки бурые лёссовидные; 3 — горизонты погребенных почв и торфяники; 4 — супеси бурые и палево-серые, лёссовидные; 5 — суглинки буровато-серые, серые, илистые; 6 — суглинки серо-бурые, буровато-желтые, желто-зеленые, тяжелые; 7 — глины голубовато-зеленые, серовато-зеленые, плотные, слабо песчаные; 8 — глины темно-бурые, шоколадно-коричневые, коричнево-красные, тонкодисперсные; 9 — пески; 10 — галька с гравием и песком; 11 — глины пестроцветные, преимущественно красноватые, карбонатные, гипсоносные; 12 — глины серые, серовато-белые и белые; 13 — бокситы гидраргиллитовые; 14 — глины пестроцветные каолинит-гидрослюдистые; 15 — кора выветривания по породам палеозоя и юры; 16 — слабо затронутые выветриванием домезозойские породы

Рис. 15. Схема геоморфологического районирования Кузнецкой котловины

1 — низкоротный рельеф; 2 — холмисто-увалистый рельеф; 3 — слабо расчлененная аккумулятивно-денудационная равнина; 4 — плоско-волнистая слабо расчлененная аккумулятивная равнина; 5 — холмисто-рядовая эрозивно-тектоническая равнина; 6 — четко выраженный в рельефе уступ Салаирского хряжа — Тырган; 7 — горы Мелафировой подковы (1 — Тарадзювский увал, 2 — Салтымаковский хребет, 3 — Кайлотские горы, 4 — Абинские горы; 5 — Караканский хребет)



и востока горных сооружений, а на северо-западе — предгорной равнины. Только молодой тектонический уступ — Тырган — отделяет ее на западе от Салаирского низкоротья.

Если в характере складчатости структур Кузнецкой котловины видно отражение тангенциального давления со стороны Салаира и Колывань-Томской зоны и блоковых перемещений Кузнецкого Алатау и Горной Шории в герцинскую и киммерийскую эпохи складчатости, то формирование рельефа ее окраинных областей является отражением иной направленности движений окружающих регионов в течение кайнозойской эры. Эти движения, контролируя эрозионную деятельность, ход осадконакопления и сохранность мезозойских и кайнозойских осадков, в конечном счете определили характер современного рельефа окраин котловины. Неодинаковые скорости и знак тектонических движений в различных районах Кузнецкой котловины (рис. 15) привели к образованию на ее территории следующих основных геоморфологических районов:

южный — с низкоротным и холмисто-увалистым рельефом на дислоцированных образованиях девона, пермо-карбона и частично юры;

северный — с рельефом слабо расчлененной аккумулятивно-денудационной равнины, созданным на пологих брахнскладках пород пермского и юрского возраста;

присалаирский — с холмисто-рядовым эрозивно-тектоническим и плоско-волнистым аккумулятивным рельефом, построенным на складчатом основании, погруженном под мощным чехлом мезо-кайнозойских осадков.

В составе упомянутых геоморфологических районов можно выделить следующие морфогенетические категории рельефа.

1. Низкие горы южной и восточной окраин котловины на породах Пригорношорского и Приалатауского моноклиналов.

2. Возвышенная денудационная равнина южной части Центрального района на складчатом основании, сложенной породами верхнего палеозоя и мезозоя.

3. Низкая денудационная равнина северо-западной части Центрального района на пологих брахискладках верхнего палеозоя и мезозоя.

4. Низкая аккумулятивно-денудационная равнина с глубоким залеганием складчатого основания, не сказывающегося или слабо сказывающегося в рельефе — Присалаирский, Кондомо-Чумышский и Анжерский районы.

5. Низкую аккумулятивно-денудационную равнину с близким залеганием складчатого основания, сильно сказывающегося в рельефе, Присалаирская депрессия.

В особую категорию выделен рельеф долин крупнейших рек Кузнецкой котловины, пересекающих все геоморфологические районы.

Южный геоморфологический район

Развитие рельефа этого района шло под знаком непрерывного поднятия Кузнецкого Алатау и Горной Шории на протяжении всего позднего мезозоя и кайнозоя. В эти движения втягивались и прифасовые зоны Кузнецкой котловины. Активные новейшие движения и большая разница в устойчивости пород верхнего палеозоя и мезозоя способствовали образованию здесь наиболее расчлененного низкогорного и холмисто-увалистого рельефа.

Низкогорный рельеф Кузнецкой котловины развит в довольно узкой полосе непосредственно у границ с Горной Шорией и Кузнецким Алатау на осадках карбона и частично нижней перми.

Границы этого типа рельефа в районе Пригорношорского моноклинала устанавливаются условно по линии — г. Мыски — ст. Калтан; в районе Приалатауского моноклинала по долине р. Усы и далее на север по Терсинскому взбросу и от долины р. Тайдона до р. Яи.

Рельеф этой территории представляет собой сочетание вытянутых в одном направлении уплощенных водоразделов и параллельных им глубоко врезаемых долин рек. Водоразделы Пригорношорского моноклинала с абсолютными отметками 650—780 м имеют сложный ступенчатый профиль и извилистую осевую линию. Они, как и основные реки, вытянуты в северном и северо-западном направлении вдоль общего уклона поверхности. Своей сложностью водораздельные линии обязаны очень разветвленной речной сети прямоугельно-субдендрического типа с порядками долин от 5 до 7 (по Философову, 1960). Останцовый характер водоразделов, незначительные колебания высот (до 200 м) и наличие слабо развитого структурного элювия позволяют выделить эту поверхность в древнюю (вероятно, меловую) денудационную равнину, расчлененную речной сетью. На фоне эрозионно-тектонического рельефа, развитого по породам Пригорношорского моноклинала, довольно хорошо выделяются два уровня пенепленизированной поверхности.

Меловой пенеплен с отметками 400—500 м, расчлененный речной сетью, развит в бассейне р. Мрас-Су. Древняя поверхность выравнивания покрыта слабо развитой (предположительно меловой) корой выветривания; глубина современного эрозионного вреза достигает 200 м и более.

Позднеплиоценовый пенеплен, фиксированный галечниками, приурочен к долине р. Кондомы, которая образует здесь antecedentную долину. Глубина вреза рек достигает 100—150 м. Модуль изрезанности речной сети бассейна Кондомы (по С. С. Соболеву) составляет 0,8—1,3, а порядок долин не превышает 5.

Долины рек в области низких гор юга Кузнецкой котловины обычно прямолинейны и глубоко врезаются. Кондома, Мрас-Су и Большой Унзас образуют долины с характерными antecedentными участками. Их продольные профили, довольно пологие в низовьях, очень быстро становятся крутыми и нередко ступенчатыми в среднем и верхнем течении.

Обычно здесь развиты только низкие террасы, высокие же (III надпойменная) встречаются в виде узких фрагментов.

Низкогорный рельеф приалатауской части сочленяется очень резким переходом со среднегорьем Кузнецкого Алатау и с холмисто-увалистой равниной остальной части Кузнецкой котловины. Водораздельные увалы узкие, обычно вытянутые по простиранию пород, выровненные, без коренных обнажений. Реки, стекающие с Кузнецкого Алатау, — Нижняя, Средняя и Верхняя Терси, Тайдон, Уса и их многочисленные притоки — имеют горный характер. Хотя долины их широки и хорошо разработаны, однако русла порожистые с грубым валунно-галечным аллювием, скорость течения большая. Абсолютные отметки района — 600—700 м, относительные превышения — 250—300 м.

Район низких гор — одно из немногих мест Кузбасса, где литология накладывает отпечаток на характер рельефа. Так, продольные профили рек, пересекающие наиболее устойчивые к выветриванию карбонатные породы турнейского и визейского ярусов, становятся ступенчатыми, а поперечные — каньонообразными. В местах пересечения турнейских известняков реки сужают свои долины, их борта становятся обрывистыми.

Холмисто-увалистый рельеф, занимающий большую часть территории южного структурно-геоморфологического района, приурочен к полю развития угленосных осадков перми, триасовых, юрских и меловых отложений. Северная его граница проходит по Тарадановскому увалу и Салтымаковскому хребту, на западе она спускается на юг по долине р. Ини до района с. Старо-Бачат и далее по границе с Присалаирской депрессией приблизительно по долине р. Абы доходит до Прокопьевска, где вплотную подходит к Салаирскому кряжу.

Рельеф этой области несет отпечаток довольно интенсивных движений, определивших энергию речной эрозии и развитие процессов плоскостного смыва. Характерна глубокая расчлененность, достигающая 150—200 м, модуль изрезанности 1,0—1,3.

В междуречье Томь — Кондома и севернее, вдоль границы с низкими горами, водораздельные увалы узкие, их осевые линии извилистые. В плане они представляют собой цепь изолированных холмов с абсолютными отметками 300—560 м, разобщенных близко сходящимися вершинами водотоков. Водоразделы левобережья Томи у ее субмеридионального отрезка широкие, плоские, покрытые довольно мощным покровом четвертичных отложений. Абсолютные отметки водоразделов понижаются на северо-запад до 300—400 м.

Речная сеть на площади развития юрских осадков, как правило, перистого типа, на осадках перми — дендровидного и перистого. Долины рек спрямленные, хорошо разработанные. Продольные профили большинства малых притоков Томи обычно близки параболическим кривым без резких скачков и перегибов. Уклоны варьируют от 0,02—0,2 в бассейне Томи до 0,4—3,2 м на 1 км в бассейне Кондомы. Преобладающий порядок долин 4—5, модуль изрезанности 0,5—1,3.

На фоне спокойного холмисто-увалистого рельефа очень резко выделяются возвышенности «Мелафировой подковы», с трех сторон окружающие Центральную мульду. Северная полоса возвышенностей — Тарадановский увал и Салтымаковский хребет — единая гряда, повышающаяся с запада на восток и разрезанная узкой долиной Томи.

Тарадановский увал, который начинается горой Елбак у р. Южной Уньги, широкой полосой протягивается до Томи. Далее на правобережье до Кузнецкого Алатау его продолжением является острый субширотный гребень Салтымаковского хребта. Максимальные отметки этих возвышенностей 488 м на Тарадановском увале и 594—714 м и даже 900 м на Салтымаковском хребте. Кайлотские горы, представляющие южное продолжение Салтымаковского хребта, расчленены притоками Томи

на ряд изолированных холмов, из которых наиболее выделяется г. Узунь в вершине р. Терсюк.

Южная часть «Мелафировой подковы» — Абинские горы и Караканский хребет — значительно уже и несколько ниже северной гряды возвышенностей. Наивысшие отметки Абинских гор 565 м, Караканского хребта 479 м. Последний неглубокими седловинами расчленен на ряд сопков и на 200—220 м презышает окружающую равнину. От всех гор «Мелафировой подковы» он отличается наибольшей крутизной своих склонов.

Речная сеть района в характере продольного профиля и направлении течения обнаруживает слабую зависимость от геологического строения и литологического состава пород. Только наиболее крупные реки — Томь, Нижняя и Средняя Терси и Иня — при пересечении хребтов «Мелафировой подковы» образуют сквозные долины. Однако мелкие реки (Черновый Нарык, Кыргай и др.) прорезают наиболее устойчивые к размыву базальты под прямым углом, причем каких-либо изменений в характере долин не обнаруживается. В некоторых случаях хорошо выражаются в рельефе возвышенности, вытянутые по простиранию коренных пород. Обычно они сложены наиболее устойчивыми к выветриванию песчаниками кузнецкой свиты, базальтами триаса и силлами диабазов среди пород нижнебалахонской свиты.

Базальты «Мелафировой подковы» служат своеобразным щитом, предохраняющим юрские осадки Центральной мульды от быстрого размыва. В результате та часть юрских осадков, которая заключена в кольцо базальтов, на 60—80 м выше аналогичных пород северной части мульды, где базальтовый панцирь отсутствует.

Кондомо-Чумышская депрессия, занимающая юго-западную окраину Кузнецкой котловины в месте ее перехода в Ненинско-Чумышскую впадину, имеет облик аккумулятивной равнины, выделяясь на фоне преобладающего расчлененного рельефа южного геоморфологического района. Это возвышенная пологохолмистая равнина, слабо расчлененная долинами притоков Чумыша и Кондомы. На западе и востоке она довольно резко переходит в низкие горы Салаирского кряжа и Горной Шории, а на севере — постепенно сливается с холмисто-увалистой денудационной равниной.

Современный рельеф аккумулятивной равнины Кондомо-Чумышской депрессии носит следы унаследованности от равнины меловой эпохи. Рыхлые горизонтально залегающие породы юры и мела и слабая тектоническая активность на новейшем этапе способствовали сохранению здесь сглаженного рельефа и аккумуляции осадков.

Северный геоморфологический район

Этот район представляет собой область слабо расчлененной аккумулятивно-денудационной равнины и занимает большую часть северной половины Кузнецкой котловины. Западная его граница проходит по долине Инн, северо-западная — по Юргинским высотам, восточная — по резкому повышению рельефа в полосе выхода кембрийских пород западной оконечности Кузнецкого Алатау.

Рельеф района построен на карбоновых осадках притомь-колыванского осложненного склона, пермских брахискладках центра котловины и юрских породах Центральной мульды. Широкие плоские водоразделы, слабо расчлененные хорошо разработанными террасированными речными долинами, с выпуклыми склонами, заболоченным дном и сильно меандрирующими руслами выделяют этот район среди всех остальных. А. В. Тыжнов (1948) отмечал как одну из характерных

особенностей рельефа центрального района: резко выраженное юго-западное — северо-восточное направление второстепенных притоков Томи и соответствующую им ориентировку гривок, разделяющих эти притоки.

Характерной чертой рельефа района является также наличие двух четко выраженных уровней древнего пенеппена, расчлененного современной речной сетью. Наиболее высокий уровень пенеппена с отметками 260—280 м и как исключение 290—300 м развит в пределах Топкинских высот и в среднем течении р. Барзаса. Наличие здесь плохо сохранившейся коры выветривания позволяет отнести его к апт-альбской поверхности выравнивания. Второй уровень пенеппена с отметками 235—245 м, ступенеобразно примыкающий к меловому, мы датируем верхним плиоценом по наличию на его поверхности «покровных галечников».

Речная сеть района хорошо развита и глубоко врезана. Долины рек асимметричны. Склоны их обращены к юго-западу, круты и близ основания часто обнажены, а противоположные — более пологи и покрыты наносами. Главный Томь-Инский водораздел — «Топкинские высоты» с отметками вершин 260—300 м — четко выражен в рельефе и расчленен многочисленными истоками рек и логов. Широкие и плоские водоразделы притоков Ини обычно приурочены к древним водоразделам — останцам меловых поверхностей выравнивания.

В долинах крупных правых притоков Ини хорошо выражена терраса шириной 30—100 м. В долинах рек Бол. и Мал. Корчуган и Березовой имеются две террасы шириной до 1 км. Низкие террасы нередко заболочены. По р. Тыхте ширина заболоченной поймы достигает 800 м. Водотоки слабые, сильно меандрирующие.

Присалаирский структурно-геоморфологический район

Этот район протягивается выпуклой дугой вдоль северо-восточной окраины Салаирского кряжа от с. Ваганово на северо-западе до г. Прокопьевска на юго-востоке. Он представляет собой плоско-волнистую слабо расчлененную аккумулятивно-денудационную равнину с элементами холмисто-грядовой равнины, слабо погружающуюся с юго-востока на северо-запад. Граница его с Салаиром хорошо выражается в рельефе Тырганским уступом высотой до 100 м, который особенно отчетлив в районе сел Ваганово, Христианский и от с. Горскина до г. Гурьевска. Далее на юг Тырган распадается на две ветви — главную юго-западную от с. Шестаки до Прокопьевска и северо-восточную от с. Бродского до Прокопьевска. Абсолютные отметки территории на юге 300—420 м, на северо-западе 200—280 м; относительные превышения достигают 100 м. Между д. Зенковой и верховьями р. Кривого Уската расположена характерная только для этой части бассейна гряда холмов — Тайбинские горы. Они возникли в результате происшедших некогда подземных угольных пожаров, которые обожгли и сплавляли породы кровли угольных пластов, что придало им устойчивость к выветриванию. Длительная денудация, последовавшая за угольными пожарами, размывала угленосные отложения и отпрепарировала горельники, образовав гряды холмов, параллельных простиранию пластов угля.

Иня — основная река присалаирского района, а также ее наиболее крупные притоки — Ур, Бачат, Касьма и Тарсьма имеют облик типично равнинных рек, находящихся в стадии поздней зрелости. В их долинах хорошо выделяется пойма и две террасы. Долины всех более мелких притоков Ини неширокие (до 60 м) и неглубокие (до 15 м), склоны долин пологие (7—10°), водотоки незначительные, водораздельные увалы

асимметричные, плоскоступенчатые, слабо расчлененные системой логов. Асимметрия поперечного профиля водораздельных увалов соответствует асимметрии долин.

В пределах присалаирского геоморфологического района довольно отчетливо выделяются два типа рельефа: холмисто-грядовый эрозионно-тектонический рельеф предгорий Салаира и плоско-волнистая слабо расчлененная аккумулятивно-денудационная равнина собственно Кузнецкой котловины. На северо-западе, в Инском залине граница между двумя типами рельефа выражена нечетко, южнее она отбивается хорошо.

Холмисто-грядовый эрозионно-тектонический рельеф северо-восточного Присалаирья, или «Присалаирской впадины», заложен в зоне развития дугообразной пологой линейной складчатости пород живецкого и эйфельского ярусов, острогской свиты карбона и осадков юры. Породы палеозойского фундамента перекрыты толщей мезо-кайнозойских осадков мощностью до 100 м. Присалаирская впадина представляет собой длинную, узкую (5—7 км) зону, составленную из цепи мелких корытообразных впадин в палеозойском фундаменте, заполненных осадками ненинской свиты, неогена и четвертичными отложениями.

Б. Ф. Сперанский выделил здесь следующие локальные впадины (с севера на юг): Коуракско-Тарсьминскую, Атанаевскую, Вагановскую, Касьминско-Чебуринскую, Хомутинскую, Урскую, Гурьевскую, Бачатскую, Абинскую, разделенные выступами палеозойских пород в виде останцовых холмов, покрытых плащом суглинков. В современном рельефе это — плоская озерно-аллювиальная равнина с многочисленными деградирующими болотами и озерами. О деградации озер свидетельствует, например, береговой вал Атанаева озера. Многочисленные мелкие речушки, стекающие с Салаирского кряжа, приспособливают депрессионные понижения для своих русел и меняют свое течение с секущего основные структуры на параллельные Салаирскому кряжу. На фоне плоской заболоченной равнины выделяются отдельные останцовые гряды и холмы — «шеломы» высотой в первые десятки метров.

Плоско-волнистая слабо расчлененная аккумулятивная равнина собственно Кузнецкой котловины расположена к востоку и северу от Присалаирской впадины. В основании мощной (до 100 м) толщи рыхлых континентальных осадков ненинской свиты, неогена и четвертичных отложений залегают породы нижней и верхней перми, собранные в систему линейных гребневидных складок, вытянутых дугообразно, параллельно Салаиру и разбитых многочисленными продольными дизъюнктивами. Левобережье Ини — наименее расчлененный район Кузнецкой котловины. Для него характерны обширные плоские водоразделы с отметками 200—240 м, слабо развитая, маловодная речная сеть с хорошо выработанными, слабо врезанными спрямленными долинами.

Рельеф аккумулятивной равнины Кузнецкой котловины

Речная сеть Кузнецкой котловины принадлежит системе Томи и верхней Оби. Томь — главная артерия Кузбасса — пересекает его с юго-востока на северо-запад от г. Междуреченска до Кемерово и с. Подъяково. Ее наиболее крупные левые притоки: реки Крас-Су, Кондома, Нарык, Мунгат, Бунграп, Уньга, Искитим, Стрелина; правые — реки Ольжерас, Тутуяс, Абашева, Верхняя, Средняя и Нижняя Терси, Тайдон, Заломная, Промышленная. Системе Оби принадлежат Иня, протекающая почти параллельно границе Кузбасса с северо-восточной окраиной Салаира, и Чумыш — на крайнем юго-западе, также по границе с Салаирским кряжем; на севере крупный приток Чулыма — Яя — прини-

мает притоки, почти равные ей по водообильности — Барзас, Кайгур и Тельбес.

В комплексе террас Томи отчетливо выделяются террасы с высоким цоколем («погребенные террасы»), в которые включены V (?), IV, III и террасы с низким цоколем («низкие террасы») — II, I, а также пойма (высокая и низкая). На остальных реках Кузбасса отмечены только низкие террасы, и лишь на реках Кондоме, Мрас-Су, всех трех Терсях и Яе есть III терраса.

Погребенные террасы. *Пятая терраса* выделена условно, поскольку в рельефе не выражена. Ее аллювий впервые описан Е. В. Шумиловой (1934) в виде слоя галечников на правом берегу Томи в Новокузнецке у развалин старой крепости с цоколем, расположенным на 60 м над уровнем воды. Поэтому терраса стала известна в литературе как «Крепостная терраса». Анализ накопившегося за тридцатилетие после работ Е. В. Шумиловой материала показывает, что хотя верхнеплиоценовые галечники мощностью 0,5—3,0 м не имеют определенного гипсометрического положения, но среди них выделяется ступень с отметками 60—65 м над уровнем Томи и ее наиболее крупных притоков. Этот погребенный галечниковый слой прослежен нами от района крепости на север до Островской площадки, по левобережью Томи южнее Лесного Абагура, по обоним берегам Томи в районе впадения в нее Терсей, на левобережье р. Средней Маганаквой и на правом берегу р. Абашевой на Терсинском поднятии, в 13 км северо-западнее с. Крапивино, у пос. Металлоплощадка и в целом ряде других мест. Весьма возможно, что галечниковая «ступень» отвечает уровню цоколя V террасы, возраст которой, как и покровных галечников, позднеплиоценовый. Таким образом, если покровные галечники в целом являются остатками древней позднеплиоценовой речной сети, то предполагаемый террасовый уровень будет отвечать остаткам позднеплиоценовой томской речной долины и долинам наиболее крупных притоков Томи. Однако этот вопрос оставляется нами открытым, поскольку данные о пятой террасе очень ограничены и плохо поддаются интерпретации.

Четвертая терраса известна на очень ограниченных площадках, что объясняется плохой ее сохранностью и очень слабой изученностью.

В рельефе эта терраса совершенно не выражена; поверхность ее изрезана многочисленными балками и оврагами, а тыловой шов и бровка сnivelированы. Выделяется она только по слою погребенного аллювия, вскрытого лишь скважинами, так как непосредственно к Томи терраса нигде не выходит. Характерной особенностью террасы является ступенчатость ее цоколя. Обычно ступени понижаются от тылового шва к бровке от 30—37 до 23—25 м над уровнем реки. Севернее с. Ильинского на левобережье Томи в верховьях ее левых притоков — рек Киселевки, Пизина, Тишиноква и южнее пос. Абагурская площадка буровыми работами обнаружен аллювий IV террасы с высотой цоколя 37—53 м.

Таким образом, в пределах одной террасы нами выделяются три уровня цоколя: 23—25, 30—37, 37—53 м над меженным уровнем реки. И. С. Щукин (1960) со ссылками на Шапо называет террасы со ступенчатым цоколем полигенетическими, считая характерным для них то, что покрывающий их аллювий неодновозрастный. Чем ниже ступень, тем моложе перекрывающий ее аллювий.

По нашему мнению, многоступенчатость можно объяснить сочетанием двух основных факторов. С одной стороны, это изменение водообильности в различные этапы межледникового и ледникового периодов жизни реки, с другой — отражение новейшей позднеплейстоценовой и голоценовой тектоники. Естественно напрашивается вопрос: не отвечают ли они трем различным террасам? Ответить на него при современной стадии изученности практически невозможно. Если считать каждую сту-

пень цоколя самостоятельной террасой, то в долине р. Томи можно было бы выделить 7—8 террас.

Необходимо лишь отметить, что поверхность цоколя вообще очень неровная. Так, севернее с. Ильинского она повышается от 37 до 53 м от бровки к тыловому шву. Юго-восточнее д. Сарапки его высота в том же направлении повышается от 23 до 32 м, а вдоль реки в первом и во втором случаях изменение высот не имеет какой-либо закономерности. Разрезы четвертой террасы независимо от высоты цоколя совершенно идентичны. Для всех них характерна малая мощность аллювия (обычно не более 3 м) и большая мощность перекрывающей толщи суглинков, часто с горизонтами погребенных почв.

Третья терраса широко развита в долинах рек Томи, Кондомы, Яи и в приустьевых частях всех трех Терсей. Ее уже можно наметить и по морфологии рельефа, так как бровка ее прослеживается в рельефе почти повсеместно, хотя тыловой шов выражен очень слабо. Для поверхности террасы характерна очень большая разница в отметках бровки и тылового шва: от 30—35 м у бровки она повышается к тыловому шву до 75—90 м за счет наложения делювиальных шлейфов.

Материалами буровых работ установлено, что цоколь III террасы очень неровный. Повышение его над уровнем воды составляет 4—18 м, причем, как и у IV террасы, отмечена ступенчатость цоколя, в которой, однако, трудно наметить какую-либо закономерность. Часто соседние скважины, отстоящие одна от другой на 500—1000 м и расположенные как вдоль русла, так и поперек его, выявляют разницу отметок цоколя в 7—10 м. Повышение ступеней от бровки к тыловому шву наблюдается в районе деревень Тальжино, Банновки, Бедари, Ильинки. Как правило, нижняя ступень имеет высоту 7—9 м, а верхняя 13—17 м. Однако это правило часто нарушается в результате последующих размывов цоколя террасы притоками Томи, а возможно и самой Томью. Даже по наиболее разуренному профилю у д. Митиной отметки цоколя по соседним скважинам отличаются на 5—6 м без образования дополнительной ступени. Поэтому скорее можно говорить о размыве цоколя террасы, нежели о наличии здесь двух ступеней.

Размыв III террасы отмечается также на левобережье Томи от г. Мыски до с. Лесной Абагур, где площадка цоколя высотой 13—17 м размыва на глубину 5—10 м левыми притоками Томи — реками Ербага-чем, Черной, Болотной, Баевкой, Луговой, Тальжиной, Каландасом, Черемзой, Подобасом, Игазой, Малой Тетензой. Юго-западнее д. Банновки и северо-западнее Крапивино III терраса Томи при высоте 45—75 м имеет отметки цоколя от —3 до +7 м, а у д. Берди +1,5 м. Это может указывать на то, что размыв цоколя террасы не единичное явление, а закономерно обусловленное неспокойным тектоническим режимом эпохи накопления III террасы, что способствовало частому изменению расположения рек.

Третья надпойменная терраса Кондомы и всех трех Терсей изучена значительно слабее, чем долины Томи. На Кондоме, по данным Ж. Н. Савиной, эта терраса у деревень Ашмарино, Сарбала и Николаевка по своей морфологии мало отличается от одноименной террасы долины Томи. По одиночным скважинам, пробуренным на поверхности III террасы Верхней Терси у д. Шелудихи, высота ее составляет 30—60 м, высота цоколя 10—15 м.

В долине Томи высокие террасы имеют очень непостоянный цоколь. Высота цоколя относительно меженного уровня реки является основным показателем для определения номенклатуры террас. Поэтому при определении номера террасы необходимо учитывать ее высоту, характер поверхности, разницу в отметках между бровкой и тыловым швом и, конечно, особенности разреза каждой террасы.

Особого разговора заслуживают высокие террасы Ини. Дело в том, что они обычно не выделяются, так как не только не выражены морфологически, но часто утратили связь с современной долиной р. Ини. Тем не менее здесь имеются осадки, сопоставляющиеся с IV и III террасами Томи и тяготеющие к долине Ини. Это аллювий погребенных долин стока «Инского залива», Ленинск-Кузнецкого и Беловского районов. Одна из древних долин имеет много общего с долиной Томи и в геоморфологическом отношении: у нее такая же неровная многоступенчатая подошва и неровный выпуклый профиль. С IV террасой Томи сопоставляются ниже-среднеплейстоценовые осадки погребенной пра-инской долины. Третьей террасе Томи соответствует среднеплейстоценовая древняя долина Ини, особенно хорошо выявленная буровыми скважинами в районе сел Евтино, Коновалово, Сидоренково, Поморцево.

В отличие от террас Томи, высокие террасы бассейна Ини, выделенные в древних долинах, нередко имеют подошву ниже ее современного русла, а мощность осадков больше соответствующих террас Томи, что указывает на различный тектонический режим центра и северо-запада Кузнецкой котловины в раннем и среднем плейстоцене.

Низкие террасы. К категории низких отнесены развитые почти по всем рекам II и I террасы, а также высокая и низкая поймы.

Особенностью террас этого комплекса, отмеченной почти всеми исследователями начиная с Е. В. Шумиловой, является общий единый или соединяющийся горизонт русловых галечников. Как и для более высоких террас Томи, подошва галечников очень неровная. При средней отметке цоколя —3—7 м крайне колебания его уровней достигают —13, +2 м. Если в высоких террасах ступени цоколя повышаются от бровки к тыловому шву, то подошва галечников I террасы часто понижается к тыловому шву. Местами это понижение производит впечатление наличия переуглубленных долин, дно которых на 3—5, а иногда и 10 м ниже подошвы галечников второй террасы.

Большой объем буровых работ, проведенный за последние годы на низких террасах Томи, Ини и Кондомы, позволяет довольно подробно охарактеризовать взаимоотношение их аллювия.

Как правило, пойма вложена в I террасу, и лишь в редких случаях очень трудно провести границу между их аллювием.

Обычно цоколь II террасы несколько ниже уровня воды в реке (—1, —3 м) или поднимается до +2 м. Для многих разрезов характерно понижение цоколя у тылового шва до —7 и —13 м с образованием переуглубленного русла. Высота бровки террасы над уровнем воды 16—23 м (минимум 15 м), а тылового шва 20—40 м.

Цоколь I террасы находится на 5—7 м и как исключение у с. Антоново на 8—13 м ниже меженного уровня. Ее сильно заболоченная поверхность полого поднимается к тыловому шву от 20—15 до 20—25 м. Низкая и высокая поймы довольно отчетливо отбиваются одна от другой по 1,5—2,5-метровому уступу между ними и имеют высоту соответственно 3—5 и 6—8 м, а цоколь единый с I террасой. Поверхность очень сильно заболочена, покрыта торфяниками, многочисленными озерами, старицами, промоинами.

Необходимо остановиться еще на одной особенности низких террас, которая наиболее отчетливо проявилась на левобережье Томи от Мысков до пос. Атаманово и от д. Банново до д. Шевели. В этих районах первая терраса размыва до уровня поймы и высокой поймы. Обычно при таком размыве на фоне более низкого террасового уровня сохраняются многочисленные останцы первичной террасы. В процессе размыва срезается только самая верхняя 3—5-метровая суглинистая часть террасы и происходит очень сильное заболачивание поверхности вновь образованного террасового уровня. Очевидно, при этом почти не

происходит накопления террасового аллювия, появляется лишь горизонт торфяников. В таких случаях геологически единое тело террасы имеет два, а иногда и три морфологических террасовых уровня, так что геологическая и геоморфологическая карты террас различаются между собой.

Несколько слов необходимо сказать о взаимоотношении террас основных рек и их притоков. Как уже отмечалось выше, притоки Томи, Ини и Кондомы очень глубоко врезаются в высокие террасы главных рек. Нередко благодаря такому врезу поверхности цоколей высоких террас очень сильно размываются, что, возможно, является одной из причин их неровности и ступенеобразности. Эти притоки, как правило, сильно размывают с поверхности низкие террасы, понижая их уровень на одну-две ступени. Мелкие речки выходят на поверхность первой террасы, нередко теряются в низовых болотах. Обычно поверхности поймы небольших притоков находятся на уровне первых террас главных рек, а более крупные притоки накладываются на террасы главной реки своей аллювий.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Время заложения Кузнецкой впадины как самостоятельной геотектонической структуры определяется возрастом отложений, залегающих в основании ее разреза и вскрытых эрозией на ее окраинах. Это вулканогенно-осадочные образования тельбесской серии верхнегосреднего девона, слагающие крылья Горношорского и Алатауского моноклиналов.

Изучение истории развития рельефа Кузнецкой котловины все еще остается чрезвычайно сложной задачей. Трудность ее определяется прежде всего низкой степенью изученности геоморфологического строения рельефа и мезо-кайнозойских осадков котловины. К тому же эти стложения развиты на ограниченных площадях и представлены настолько неполным разрезом, что восстановление истории их накопления приводит к различным, нередко диаметрально противоположным выводам. Отсутствие какой бы то ни было геоморфологической основы для территории Кузнецкой котловины еще более усложняет эту нелегкую задачу. Естественно, что предлагаемая работа, являющаяся первой попыткой восстановления истории развития Кузнецкой котловины от триаса до наших дней, ни в коей мере не может претендовать на полное исследование вопроса. Можно надеяться, что она явится началом в изучении этой большой и интересной проблемы.

Кузнецкая котловина — большая и своеобразная геотектоническая структура, которая в мезозое развивалась как межгорная впадина и в построении современной морфоструктуры во многом зависела от тектонической жизни окружающих складчатых сооружений — Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Салаира и Кольвань-Томской дуги.

Рельеф Кузнецкой котловины — результат совместного действия экзогенных и эндогенных факторов от второй половины мезозойской эры до настоящего времени. На большей части территории он развивался на дислоцированных образованиях позднего палеозоя и раннего мезозоя, и только в Присалаирской депрессии, «Инском заливе», Кондомо-Чумышской депрессии и Анжерском районе — на рыхлых осадках мелового, палеогенового и четвертичного возраста.

В истории развития Кузнецкой впадины, которая как самостоятельная геотектоническая структура заложилась в раннем-среднем девоне, различают следующие семь основных этапов.

Субгеосинклиальный этап развития

По данным В. С. Муромцева и О. Г. Жеро (1959), девонскому осадконакоплению предшествовало прогибание территории Кузнецкой впадины и интенсивный размыв каледонского фундамента. В девонский период только Кузнецкий Алатау оставался сушей и служил основным источником сноса. К западу от него, приблизительно до современной осевой линии Кузнецкой котловины, существовала зона континентально-осадконакопления в мелких пресноводных озерно-аллювиальных бассейнах, а в остальной ее части — мелководное море. Зона накопления эффузивно-туфогенных осадков ограничивалась районом Крапивинского купола и Горншорского моноклинала. Максимальные мощности осадков (700—900 м) отложились в Кондомском прогибе и к северо-западу от Крапивинского купола.

С живецким веком связана первая эпоха угленакпления. Угленосные осадки барзасской свиты залегают на коре выветривания пород тельбесской серии (Тыжнов, 1948). Это говорит об эпохе континентального перерыва и пенепленизации, последовавшей за регрессией моря в раннедевонское время. В то время как на севере было мелководное Колывань-Томское море, побережье которого представляло собой заболоченные равнины, на юге накопились эффузивно-туфогенные и красноцветные континентальные и мелководные осадки и образования подводных излияний. По-прежнему основной сушей и зоной сноса оставался Кузнецкий Алатау.

Вся история Кузнецкой впадины в девон — это смена трансгрессий и регрессий Колывань-Томского моря. При этом начиная с франского века основной областью сноса был Кузнецкий Алатау. На большей части территории Кузнецкой впадины море имело небольшую глубину, границы его постоянно смещались. Только Колывань-Томская зона постоянно оставалась районом осадконакопления в морских и прибрежно-морских мелководных условиях. Здесь отложились терригенно-карбонатные толщи, мощность которых увеличивается на северо-запад в сторону глубоких частей моря (Яворский, Тыжнов, Ротай, 1940).

Осадки раннекаменноугольного возраста, широко развитые в Кузнецкой котловине, отвечают новой трансгрессии моря с северо-запада. При этом Кузнецкий Алатау также в значительной степени покрывался морем. Континентальные красноцветные и прибрежно-морские терригенно-карбонатные осадки девона сменялись морскими и лагунными известняками и доломитами. Углубление и трансгрессия моря продолжались в течение всего турнейского века. Область наибольших глубин моря постепенно перемещалась с северо-запада на юг, т. е. со стороны Колывань-Томской зоны к Горной Шории. Позднетурнейскому времени и началу визейского века отвечает максимум трансгрессии, когда карбоновые осадки отлагались на различных горизонтах девона и кембрия (Крапивинский купол, Салаир, Кузнецкий Алатау). К концу визейского века море начинает отступать с Салаира и Кузнецкого Алатау. В это же время началось интенсивное поднятие Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира. В поднятие были вовлечены и окраинные части Кузнецкой впадины, что привело к регрессии моря и частичному размыву осадков нижнего карбона.

Орогенный этап развития (средний карбон — триас)

Субгеосинклиальная стадия развития Кузнецкой впадины завершилась формированием осадков острогской свиты, залегающей в основании угленосных отложений. В основании острогской свиты на севере Кузнецкой котловины залегают горизонт конгломератов, мощность кото-

рого колеблется в очень широких пределах, а местами он вовсе отсутствует. В Завьяловском районе М. А. Усов (1940) описал кору выветривания на денисовских (средне-верхнекарбонных) известняках. Выветривание и размыв, предшествовавшие эпохе накопления острогской свиты, описал П. И. Бутов (1940). Острогская свита формировалась в условиях солонатоводных лагун, мелкого моря, озерно-аллювиальных и озерно-болотных равнин. Снос терригенного материала шел с окружающей котловину горных сооружений, занимавших в целом современное положение (Муромцев, Жеро, 1959).

Последующая эпоха от среднего-позднего карбона (ниже-балахонской свиты) до триаса включительно — время непрерывного накопления в Кузнецком бассейне терригенно-осадочной толщи общей мощностью до 10 км, которое происходило в условиях опускания фундамента котловины. Источниками сноса были Кузнецкий Алатау, отдельные части Горной Шории, а также Салаир (Тыжнов, 1948; Муромцев, Жеро, 1959). Судя по составу осадков карбона и перми, рельеф эпохи угленакпления был чрезвычайно сглаженным как в области аккумуляции, так и в области сноса, что способствовало (в отдельные периоды) накоплению большой мощности торфяников. Эпохами максимального угленакпления было балахонское, ильинское и ерунаковское время. В этот период районы максимального развития торфяников приурочивались в основном к окраинным частям бассейна, мигрируя отсюда к центру котловины. Климат этой длительной эпохи изменился от жаркого и влажного в карбоне до субтропического и умеренно-влажного и теплого к началу мезозойской эпохи; изменился и характер растительности. Постепенно исчезли типично тропические формы, на смену которым в ерунаковское время появились представители мезозойской флоры.

Рассматривая субгеосинклинальный и орогенный этапы развития Кузнецкой впадины, мы вынуждены ограничиваться описанием только общего плана палеографических построений. Если анализ фаций осадков от девона до перми позволяет нам в общем приближении восстановить основные направления и режы источники сноса, то нет никакой возможности представить историю развития рельефа Кузнецкой котловины в эту эпоху.

Субплатформенный этап развития

Мезозойское осадконакопление, которое в триасе сопровождалось активной вулканической деятельностью, началось на относительно расчлененной поверхности ерунаковской свиты. Между мальцевской серией и подстилающими ее породами ерунаковской свиты углового несогласия нет. Данные Л. М. Мысиной (1963 г.) о находках у д. Каракан конгломератов в основании осадков триаса могут указывать на то, что предтриасовый рельеф был в значительной степени расчлененным, причем крупные размывы, вероятно, имели ограниченное распространение. Можно говорить о расчленении рельефа, но не о дислокации предтриасовой толщи.

По данным И. В. Лебедева (1956), накопление осадков мальцевской серии происходило в пресноводных мелких бассейнах, которые к началу отложения верхнемальцевской свиты соединялись с морем. С морским осадконакоплением И. В. Лебедев связывал и образование красноцветных лептохлорит-глауконитовых пород, встреченных в верхних частях разреза свиты. Эти положения И. В. Лебедева противоречат точке зрения большинства исследователей Западно-Сибирской низменности (Сакс, 1952; Ростовцев, 1958, и многие другие), которые на основании большого фактического материала, собранного при глубоком бурении,

утверждают, что первая мезозойская трансгрессия моря началась только в раннеюрскую эпоху.

Сопоставление мощностей ерунаковской и мальцевской свит по изолиниям мощности, сделанное в 1963 г. И. П. Максимовым, указывает на продолжавшееся с ерунаковского времени погружение центральной части района, причем бассейны триасового осадконакопления унаследовали депрессии максимального проседания в перми. Основные источники сноса терригенного материала, вероятно, располагались к востоку от Кузнецкой впадины — в области Кузнецкого Алатау — и в меньшей мере к югу. Кузбасс в эту эпоху представлял собой слаборасчлененную равнину с системой изолированных мелких бассейнов аккумуляции, которые располагались в основном в центре региона. Окружающие страну горы были небольшими, а речная сеть слаборазвитой и маломощной, о чем говорит преимущественно мелкозернистый состав осадков мальцевской серии.

Во второй половине триасового периода по мере заполнения бассейнов аккумуляции они соединились между собой, и, таким образом, уже большая часть территории Кузнецкой впадины представляла собой выровненную, возможно даже бессточную аллювиально-озерную равнину. Область мелкосопочника оставалась на севере — в Барзасском и Кемеровском районах, участки его располагались на северо-востоке (Крапивинский купол), юго-западе и юго-востоке — в присалаирской (за исключением «Инского залива» и Беловского района) и пригорношорской частях котловины.

Климат эпохи формирования мальцевской свиты, умеренный в начале осадконакопления, постепенно сменялся жарким и влажным. В пользу последнего говорят находки В. П. Казариновым (1945) галек железистого боксита в юрских породах Доронинской впадины. Для образования подобных бокситов необходима среднегодовая температура порядка 20° и количество атмосферных осадков не менее 700 мм в год. Значительное расчленение рельефа и жаркий влажный климат должны были способствовать образованию коры химического выветривания в конце триасовой эпохи.

Как известно, доюрская кора выветривания имеет региональное распространение от Урала до Енисейского кряжа (Казаринов, 1958; Разумова и Херасков 1963). В ближайшем к нам Чулымо-Енисейском районе она широко распространена на юге Итатского бурогоугольного месторождения, где ее мощность под осадками нижней юры достигает 50 м.

Многочисленные и нередко спорные находки остатков доюрской коры выветривания, плохая их сохранность, отсутствие сингенетичных им образований в Кузнецкой котловине могут указывать, с одной стороны, на сравнительно небольшую их первичную мощность и локальность распространения, а с другой — на то, что размыв в начале юрской эпохи, уничтоживший значительные толщи триаса, захватил и кору выветривания.

В 1965 г. К. Д. Ждановой (устное сообщение) на западной окраине Центрального юрского поля в районе хребта Каракан впервые обнаружены доюрские горельники. Здесь в угольном пласте Караканский-2 отмечено понижение выхода летучих компонентов под осадками юры до 10% против 39—40% в среднем по пласту. Здесь же в основании осадков юры встречены сильно измененные породы типа перетолженных кор выветривания. Поэтому можно предположить, что площадь развития отложений триаса перед началом юрского осадконакопления намного превосходила современную. Максимальная мощность осадков мальцевской серии в юго-восточной части современного поля ее распространения в целом совпадает с таковой ерунаковской свиты. Здесь же наблюдается и наибольшая мощность вулканогенных образований. Базальты

«Мелафировой подковы», сохранившиеся после многочисленных эпох размыва, как наиболее устойчивые к выветриванию породы Кузбасса, вероятно, в целом сохранили свои первоначальные контуры. Осадочные же отложения триаса имели, конечно, значительно большую площадь распространения. В современном рельефе осадки мальцевской серии слагают основные местные водоразделы центра Кузнецкой котловины. Базальты «Мелафировой подковы» — Салтымаковского и Караканского хребтов, Тарадановского увала, Нарыкских и Кайлотских гор — четко выделяются на фоне холмисто-увалистого рельефа своими вершинами, достигающими 500—700 м.

Попытка восстановления палеогеографии триаса методом анализа метаморфизма палеозойских углей не дает положительных результатов. Высокий метаморфизм углей на окраинах Кузбасса, возможно, является результатом высокого геотермического поля многокилометровой толщи палеозойских пород, надвигавшихся по пологим взбросам со стороны Салаира и Колывань-Томской зоны (Сперанский, 1933), и давления осадков юры, площадь развития которой значительно превосходила таковую триаса.

В конце триасового периода осадконакопления началось общее поднятие страны и формирование новой речной сети. В результате деятельности бурных рек, стекавших с Кузнецкого Алатау и, возможно, Горной Шории, в кровле триасовых осадков появилась 80-метровая пачка аллювиальных галечников.

Древнекиммерийская фаза тектогенеза, первые этапы которой начались в конце триаса, дислоцировала угленосные отложения верхнего палеозоя и эффузивно-осадочные образования триаса. Быстрое поднятие окружающих страну горных сооружений и окраинных частей Кузнецкой впадины, наряду с общим увлажнением, естественно, способствовало увеличению энергии речной сети. Эрозионная деятельность рек уничтожила значительную часть угленосных отложений перми и эффузивно-осадочных образований триаса. Наиболее глубокий разрыв претерпели окраины Кузбасса, где на дневную поверхность выведены осадки от девона до верхней перми. По мере движения к центру района уменьшаются степень дислоцированности и глубина эрозионного среза. Остатки коры выветривания, изредка встречающиеся на породах триаса, и слабый разрыв отложений ерунаковской свиты могут указывать на то, что в центре впадины эрозионная деятельность была сравнительно небольшой.

В то время как окраинные, приподнятые части Кузнецкой впадины интенсивно размывались, в эрозионно-тектонических впадинах центра, унаследованных с триаса, осадконакопление началось с ранней юры, чем объясняется нахождение осадков нижней юры исключительно в центральных, наиболее глубоких частях Центральной и Тутуянской мульды и Доронинской впадины. Разновременность осадконакопления на довольно расчлененном ранее юрском рельефе привела к значительной разнице в мощностях отложений. Выравнивание рельефа и «переход Кузнецкой котловины в область седиментации в целом произошли лишь в начале среднеюрского времени» (Звонарев, 1962).

Характер и направление сноса в ранне-среднеюрское время достаточно подробно восстанавливаются путем анализа фаций юрских осадков, заполняющих Доронинскую впадину, Центральную и Тутуяскую мульды. В Тутуянской мульде конгломераты имеют наиболее широкое распространение. Они встречены на большей части ее площади (кроме крайней северо-западной), составляя от 48 до 55% разреза. Характерно линзовидное залегание конгломератов, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами. Мощность линз конгломератов не превышает 50 м, окатанность материала хорошая.

В Центральной мульде конгломераты широко развиты только вдоль восточной границы поля близ кузнецко-алатаусского обрамления. Узкая полоса конгломератов быстро сменяется фациями песков и алевролитов, в которых галечники встречаются только в виде небольших прослоев (Лебедев, 1959). В Доронинской впадине грубокластический материал в виде крупного галечника и валунника отмечается только в южной присалаирской части. С удалением от горного обрамления галечники выклиниваются, уступая место аргиллитам, песчаникам и углям. К. Д. Ждановой в 1962 г. установлены небольшие поля юрских осадков в присалаирской части Кузнецкой котловины западнее г. Ленинск — Кузнецка. В одном из них, расположенном в зоне мелких линейных складок, конгломераты составляют 120 м из общей вскрытой мощности 180 м.

В другом поле, севернее д. Мусохраново, конгломераты также занимают основную часть разреза, причем в первом и втором случаях они представлены единой крупной пачкой и перекрываются небольшой мощностью аргиллитами, алевролитами и углями.

И. В. Лебедев (1956, 1959) и И. Н. Звонарев (1962) отметили значительное увеличение крупнообломочного материала в распадской, абашевской и осиновской свитах, к которым приурочен и максимум содержания углей.

В вопросе о генезисе юрских осадков Кузнецкой котловины до последнего времени не было единого мнения, что объясняется слабой их изученностью. В. И. Яворский (1934) считал юрские конгломераты предгорными образованиями, а В. А. Хахлов (1932) относил их к флювиогляциальным. По данным А. Р. Ананьева и Д. В. Васильева (1939), основное участие в образовании осадков юры принимали реки, которые выносили обломочный материал в озера и болота. Ю. А. Жемчужников (1955) относил конгломераты предгорного обрамления к аллювию, а местами к пролювиально-аллювиальным конусам выноса. Центральные части бассейна в юрское время, по его мнению, были покрыты озерной равниной.

Большой фактический материал, собранный в последние годы, позволяет утверждать, что в раннеюрское время в Кузнецкой впадине была широко развита речная сеть, которая сносила осадки в депрессии центра бассейна. Окружающие горные сооружения резко возвышались над выровненными озерно-аллювиальными равнинами, что способствовало быстрому уменьшению скорости рек с удалением от поднятий. В результате крупнообломочный материал оседал в окраинных частях бассейна, а песчаный и алевролитовый выносился в его центральные районы. Таким образом, это — типичные континентальные молассы.

Наиболее приподнятыми были, вероятно, южное и юго-восточное обрамления котловины и северо-запад Салаира, где можно полагать наличие высоких гор. В остальных районах Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира существовали средние горы. Можно с уверенностью сказать, что со стороны Салаирского кряжа снос терригенного материала был не меньше, чем со стороны Кузнецкого Алатау и Горной Шории. В пользу этого положения говорит тот факт, что таких мощных пачек конгломератов, которые встречены в Присалаирье, нет ни в одном районе Кузбасса. Как показали исследования, минералогический состав галек конгломератов из юрских осадков севернее с. Мусохраново характеризуется присутствием типичных для Салаирского кряжа карбоновых коралловых известняков и пестроцветных девонских песчаников.

Можно полагать, что в раннеюрскую эпоху Кузнецкая котловина представляла собой замкнутый бассейн, аккумулирующий осадки, транспортирующиеся с окружающих гор.

Климат раннеюрской эпохи был в достаточной мере теплым и влажным, что способствовало произрастанию многочисленных гинговых, папоротников и хвощевых, древних хвойных, повышенного количества цикадофитов. Характерны растительные формы, присущие южным окраинам Ангарского материка (Тесленко, 1963).

В среднеюрскую эпоху основные наиболее крупные депрессии были заполнены, рельеф стал выровненным, и большая часть территории превратилась в область осадконакопления. К этому времени относится и некоторое похолодание климата. Это «фиксируется исчезновением из состава флористического комплекса аалена, наряду с древними формами позднего триаса и лейаса, теплолюбивых элементов Индо-Европейской геоботанической области» (Тесленко, 1963). Сглаженный рельеф в сочетании с повышенной влажностью способствовал интенсивному заболачиванию и углеобразованию. В связи с этим в растительном комплексе преобладали влаголюбые: папоротники, хвощевые, плауны. В значительно меньшем количестве присутствовали гинговые и хвойные.

В то время как большая часть Кузнецкой впадины в догере постоянно погружалась, окружающие ее горные сооружения были стабилизированы и медленно размывались. Можно предположить, что такие крупные структуры, как Крапивинское и Барзасское поднятия, или вовсе не покрывались юрскими осадками, или их мощность здесь была незначительной. Эти структуры длительного развития имели восходящее движение в течение всего позднего палеозоя, возможно, до юры включительно (Муромцев и Жеро, 1959).

По мере выравнивания рельефа юрскими осадками речная сеть Кузнецкой котловины получала открытый сток в Ненинско-Чумышскую и Чулымо-Енисейскую впадины и Западно-Сибирскую низменность. В среднеюрскую эпоху площадь осадконакопления, вероятно, очень сильно расширилась, захватив большую часть Колывань-Томской складчатой области, окраины Салаирского кряжа, северную часть Кузнецкого Алатау и Горную Шорию у Кондомо-Чумышской депрессии. Высокие горы в эту эпоху оставались только в юго-восточном обрамлении. Отсюда продолжал сноситься крупнообломочный материал, который почти весь оседал в Тутуянской мульде.

Современная мощность юрских отложений, заполняющих крупные мульды, составляет 930 м в Тутуянской, 1450 м в Центральной и более 1880 м в Доронинской. О том, какой мощности были юрские осадки Кузнецкой котловины перед их размывом, можно судить лишь косвенно по степени метаморфизма юрских углей и диагенеза ее осадков. По данным Л. А. Шитовой и др. (1965 г.), показатель преломления витринита юрских углей убывает снизу вверх по разрезу от 1,77—1,75 до 1,73—1,71, что соответствует стадии длинно-пламенных. Таких высокометаморфизованных углей нет ни в Итатском бурогольном бассейне, ни в Улановской мульде, ни в Ненинско-Чумышской впадине. Крепким песчаникам, конгломератам и алевролитам Кузбасса соответствуют рыхлые песчаники, пески, галечники и аргиллитоподобные глины перечисленных выше районов низменности.

Обращает на себя внимание и существенная разница в разрезе юрских осадков Кузнецкой котловины и Чулымо-Енисейского района. Юрские бурые угли низменности достигают мощности 60—90 м (пласт Итатский), а пласты мощностью 5—10 м считаются рядовыми. Даже в Улановской мульде, расположенной на северном продолжении Кузбасса, мощность угольных пластов достигает 41 м (Елисафенко, 1956). Угленосность юры Ненинско-Чумышской впадины также выше угленосности Кузнецкой котловины. Здесь встречаются пласты бурых гумусовых углей мощностью 6, 9, 10 м (Захаров, 1960), тогда как в Кузбассе они редко превышают 5 м.

Таким образом, все приведенные факты говорят о том, что большую часть периода осадконакопление в Кузбассе было локализовано. Вероятно, только во второй половине доггера Кузнецкая котловина открылась в Ненинско-Чумышскую впадину, а возможно, и Западно-Сибирскую низменность. Мощность осадков юры котловины во много раз превосходила таковую в окружающих впадинах и составляла (судя по степени метаморфизма углей) 2,5—3,0 км.

В байосский век климат юга Западно-Сибирской низменности и ее горного обрамления начал изменяться в сторону большого потепления и аридизации, что повлекло за собой уменьшение водообильности рек, прекращение углеобразования и накопление пестроцветных карбонатных толщ тяжинской свиты на юге Чулымо-Енисейского района.

К концу среднеюрского времени спокойные маловодные реки, стекающие со сглаженных эрозией горных обрамлений, несли исключительно алевро-пелитовый материал, которым быстро заносились высыхающие озера. Эрозия постепенно придала стране облик слабо расчлененной аллювиально-денудационной равнины, близкий по характеру рельефа к окружающим ее Кузнецкому Алатау, Горной Шории и Салаирскому кряжу.

Этап завершения формирования современного тектонического плана (поздняя юра—ранний мел)

В мальме с первыми этапами новокиммерийской фазы тихоокеанского тектогенеза началась новая активизация тектонической деятельности. Фактически в эту эпоху и была создана современная тектоническая структура Кузнецкой котловины, которая в построении основного плана своих тектонических структур во многом зависела от характера движений окружающих ее горных сооружений.

Тангенциальные давления со стороны Салаира и Колывань-Томской складчатой области, которые впервые проявились еще в герцинский цикл тектогенеза, привели к новым подвижкам по линиям древних разломов, усложнению старых и построению новых тектонических структур. Осадки юры присалаирской части Кузбасса при этом были дислоцированы в мелкие линейные складки и зажаты в тектонические клинья. По мере удаления от линии приложения давления степень проявления дислокаций быстро уменьшалась, однако даже в Центральной мульде обнаруживается достаточно интенсивная складчатость. И. П. Максимов в 1953 г. отметил в центральной части Центральной мульды синклинальные складки третьего порядка, оси которых параллельны структурам Присалаирского крыла. Отмечено, что складки, расположенные в Томь-Колыванской складчатой области, имеют асимметричное строение: их флексурные крылья направлены в сторону, противоположную давлению. Положительные структуры восточного и северного крыльев — Сыромолотненская и Южно-Борисовская геоантиклинали — И. П. Максимов также объяснял тангенциальными давлениями со стороны Салаирского кряжа и Колывань-Томской области.

Одной из наиболее грандиозных структурных построек этой эпохи необходимо считать интенсивное поднятие Колывань-Томской складчатой зоны по крутому взбросу с амплитудой порядка 1,5—2,0 км. И. Н. Звонарев, анализируя материалы буровых работ последних лет, пришел к выводу, что юрские осадки Доронинской впадины с севера обрезаны крутым взбросом широтного простирания. По этому разлому структуры Колывань-Томской складчатой области надвинуты на

Кузнецкую впадину, в результате чего юрские осадки размыты как в пределах Кольвань-Томской зоны, так и в прилегающих к ней районах Кузнецкой впадины.

Кроме довольно интенсивной дислоцированности юрских осадков, тангенциальные давления с запада в мальме привели к образованию узкой депрессионной зоны в присалаирской части района и поднятию довольно широкой полосы линейных брахискладок, разбитых крупными продольными взбросами на ряд параллельных глыбовых структур.

В приалатаусском и в пригорношорском крыле тектонические движения новокиммерийской фазы способствовали глыбовому перемещению структур с образованием горстов и грабен по системе крупных взбросов, заложившихся еще в герцинскую фазу тектогенеза, что хорошо видно в современном рельефе. Пликативные дислокации юрских осадков в этих районах являются, с одной стороны, отражением тангенциальных давлений со стороны Салаирского кряжа и Кольвань-Томской области, а с другой — результатом наличия упора в виде консолидированных структур Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Наиболее интенсивно вздымались в мальме Барзасское, Крапивинское и Терсинское поднятия, Восточный горст и Пригорношорский моноклинал. В то время как окраинные части испытывали поднятия, центральные районы на месте Центральной и Тутуянской мульд были относительно заторможены или продолжали погружаться.

Поднятие окраинных частей Кузнецкой котловины и еще большее — горных сооружений повлекло за собой некоторую активизацию эрозионной деятельности. Теплый аридный климат позднеюрского времени и, как следствие, маломощность и слабое развитие речной сети не способствовали глубокому расчленению района. Вероятно, размыв проходил параллельно с медленным поднятием фундамента, и слабо развитые реки выносили только алевропелитовый материал.

Восстановить направление основного стока речной системы позднеюрской эпохи практически невозможно. В Кузнецкой котловине, Ненинско-Чумышской впадине и в окраинных частях Западно-Сибирской низменности верхнеюрских осадков нет, однако не исключена возможность, что они здесь размыты более поздней эрозией. Широкое развитие осадков тяжинской свиты в Чулымо-Енисейском районе совсем не говорит о сносе сюда терригенного материала из Кузбасса. Поднятие в Кемеровском и Барзасском районах должно было бы преградить сток кузбасских рек на север. Можно предполагать, что в поздней юре существовал крупный бассейн аккумуляции в центре Кузбасса, состоявший из Центральной и Тутуянской мульд и Доропинской впадины, разделенных Терсинским поднятием. Этот бассейн, вероятно, соединялся с Западно-Сибирским бассейном осадконакопления. На месте Кондомо-Чумышской депрессии, вероятно, существовал водораздел между реками кузбасской и ненинско-чумышской систем.

О скорости позднеюрского тектонического поднятия и мощности размытой части юрских осадков можно судить по следующим фактам. В Кондомо-Чумышской депрессии осадки илекской свиты раннемелового возраста залегают на размытой поверхности, сложенной породами карбона, перми и юры. Даже если полагать, что на окраинах Кузнецкой котловины мощность юрских осадков была значительно меньше чем в Центральной и Тутуянской мульдах, то размытая часть этой толщи, вероятно, составила минимум 500—1000 м. Таким образом, за позднеюрскую эпоху (около 10 млн. лет) в Кондомо-Чумышском районе было смыто 500—1000 м осадков, что соответствует скорости поднятия порядка 0,05—0,01 мм в год. Аналогичные расчеты показывают что скорость поднятия Кольвань-Томской складчатой зоны составляла 1,5—2,0 мм в год. Трудно сказать, была ли на остальной части Куз

басса смыта такая же часть юрских осадков, однако можно предположить, что в районах поднятия это были цифры одного порядка.

В то время как окраины Кузнецкой котловины поднимались и служили областью размыва, центральные его части — район Тутуясской и Центральной мульд и Доронинская впадина — продолжали погружаться или находились в стабильном состоянии. В любом случае они служили областью аккумуляции.

Сохранность юрских осадков в отдельных частях Присалаирской депрессии может указывать на то, что она была образована уже в позднеюрскую эпоху. Возможно, именно здесь располагалась одна из палеорек, сносившая терригенный материал в Доронинскую впадину.

Восстанавливая историю развития рельефа от валанжина до миоцена, мы вынуждены постоянно обращаться к трем районам, являющимся своеобразными «воротами», через которые терригенный материал Кузнецкой котловины поступал в Западно-Сибирскую низменность. Это Анжеро-Судженский район на севере, «Инской залив» на западе и Кондомо-Чумышская депрессия на юге. Из них только на севере сохранился полный разрез мезозоя и кайнозоя. В Инском заливе и Кондомо-Чумышской депрессии имеются лишь его фрагменты. На всей остальной территории Кузнецкой котловины мезозой представлен только юрскими осадками, которые перекрыты четвертичными отложениями. Вполне естественно, что восстанавливать историю развития этой огромной территории можно только путем анализа характера осадков трех перечисленных районов. Некоторый материал дает анализ современного рельефа и те представления о тектонике окружающих структур, которые сложились за многие годы их исследований. Недостаточное количество фактического материала порождает и различное толкование одних и тех же фактов, снижает уверенность в правильности сделанных выводов.

История развития рельефа центральной части Кузнецкой котловины в течение раннемеловой эпохи восстановлена нами лишь в самых общих чертах, насколько это позволил фактический материал.

Общая аридизация климата, начавшаяся в батский век, продолжалась в течение всего мальма и неокома. Максимум аридизации приходится на валанжинский век, затем появляются кратковременные периоды значительного увлажнения. Такой климат сохранялся в течение всей раннемеловой эпохи (от конца валанжина до апта).

Е. В. Шумилова (1963), анализируя состав терригенных компонентов мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности, пришла к выводу, что климат и источники сноса в раннем валанжине не отличались от мальма. В Чулымо-Енисейской впадине осадки нижнего валанжина, в частности нижняя часть илекской свиты — алташский горизонт по А. Р. Ананьеву (1944) — практически не отличаются от верхнеюрских. Поэтому нами они объединяются в единую толщу, возраст которой датируется как мальм-валанжин (Г. А. Чернова и др., 1966 г.). На большей части Кузнецкой котловины, кроме центральных, наиболее пониженных аккумулятивных равнин это время было эпохой размыва.

Поздний валанжин — баррем, отвечающие времени накопления илекской свиты, характеризуются отложением красноцветных и зеленоцветных карбонатных полимиктовых осадков, что «было вызвано изменением климатических условий, которые в свою очередь обуславливались изменением геотектонического режима страны» (Шумилова, 1963). Значительные тектонические перестройки привели к дальнейшему погружению и развитию морского режима на большей части Западно-Сибирской низменности. Однако ее окраинная часть трансгрессией моря не захватывалась. На юго-западе (в Предалтайском районе) существовала приподнятая суша, видимо, полупустынная плоская равнина.

откуда происходил снос осадков. Ненинско-Чумышская впадина, развиваясь как самостоятельная структура типа межгорной котловины, была покрыта системой крупных озер и болот, не связанных с водными бассейнами Западно-Сибирской низменности.

Осадки илекской свиты широко развиты в Чулымо-Енисейской и Ненинско-Чумышской впадинах. В первой их мощность достигает 600 м, во второй не превышает 200 м. Это сильно карбонатные красноцветные и голубовато-зеленые аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями мергелей и сидеритов. Коррелятными минералами являются эпидот, амфибол, ильменит, сфен, реже лейкоксен, гранат. Хорошая выдержанность разреза по площади, повышенная карбонатность пород, большое количество коллоидального железа в аргиллитах, мелкозернистый состав и совершенно своеобразная минералогическая ассоциация позволяют довольно подробно восстановить палеогеографическую обстановку эпохи неокома.

Осадконакопление происходило в достаточно крупных, но мелких пресноводных или в отдельные периоды слабо солоновато-водных бассейнах типа опресненных лагун или крупных озер. Жаркий сухой климат, относительная выположенность рельефа как в области питания, так и в районах аккумуляции, преобладание физического выветривания способствовали накоплению достаточно мощных толщ полимиктовых карбонатных песчано-аргиллитовых осадков. Восстановительные условия в начале осадконакопления (в барреме) к апту постепенно сменялись окислительными, что благоприятствовало накоплению в первую стадию сульфидно-сидеритовых фаций, а во вторую — окисных соединений железа. Основными источниками сноса служили эпидотизированные комплексы Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Колывань-Томской зоны, покрытые полимиктовыми породами юры.

В Кузбассе эпоха неокома почти не оставила следов. Осадки этого времени — илекская свита — имеются только на юге — в Кондомско-Чумышской депрессии — и на севере — в Улановской мульде, т. е. в тех районах, где палеозойские структуры Кузбасса погружаются под мезозойские осадки Ненинско-Чумышской впадины и Западно-Сибирской низменности. Остатки ли это некогда единого поля осадков или Кузнецкая котловина в неокоме была приподнятым полупустынным водоразделом, ответить на этот вопрос очень трудно. Так как мы не в состоянии выделить реликтов поверхностей выравнивания этой эпохи, то можно только предполагать, что характер и направленность тектонических движений мальма в целом были унаследованы и эпохой неокома.

Некоторая перестройка тектонического плана в неокоме привела к опусканию Кондомского района, и Кузнецкая котловина вновь соединилась с Ненинско-Чумышской впадиной. Начало прогрессировать Терсинское поднятие, что привело к образованию здесь местного водораздела, который разъединил речную сеть на северную и южную. Реки современного направления транспортировали обломочный материал в Чулымо-Енисейскую впадину, протекая через Кемеровский и Анжерский районы. Северо-западная речная сеть унаследовала позднеюрскую долину в Присалаирской депрессии и соединялась с бассейном Западно-Сибирской низменности через Доронинскую впадину. Южные реки, протекая по осевой линии Тутуянской мульды и принимая многочисленные притоки со стороны возвышенностей Салаира и Горной Шории, транспортировали обломочный полимиктовый материал в Ненинско-Чумышскую впадину.

Рельеф Кузнецкой котловины в раннемеловую эпоху, как и в позднеюрское время, был слабонерасчлененным, реки — спокойными, мало-водными. Переносимый ими алевро-пелитовый и песчаный полимикто-

вый материал образовался главным образом за счет физического выветривания. По-прежнему размывались юрские осадки, а там, где эту работу выполняла еще позднеюрская эрозия, смывались породы триаса и палеозоя.

Первый этап денудационного выравнивания рельефа

Вторая половина раннемеловой эпохи — апт-альб — также трудно поддается палеогесморфологической реконструкции, так как в Кузнецкой котловине нет осадков этого времени. Попытки ее восстановления по характеру сингенетичных отложений за пределами района сталкиваются с непреодолимыми трудностями. Дело в том, что Кузнецкая котловина — своеобразная тектоническая структура, развивающаяся как межгорная впадина, имела свою историю тектонического развития и режим осадконакопления, существенно отличающиеся от таковых в Западно-Сибирской низменности.

Во второй половине аптского века происходит довольно резкая смена как тектонического режима, так и климата. На смену теплому, преимущественно сухому климату баррема и начала апта приходит жаркий и влажный, а однообразная хвойная растительность сменилась пышной субтропической и тропической. Резко сокращаются реликтовые юрские формы. Появляются кедр, кипарис, сосна, сильно разрастаются различные папоротники. С этой эпохой связано первое появление покрытосеменных, которые к концу раннемелового времени составляли существенную примесь в составе растительности (Портнова, 1961). Активизация тектонической деятельности привела к довольно быстрому поднятию горных сооружений, с чем, очевидно, связана и складчатость плексных осадков Кондомо-Чумышской депрессии, отмеченная Г. С. Харниным в 1960 г.

Для всего юга Сибири эта эпоха ознаменовалась резким усилением процессов химического выветривания, которые приостановились в неокме в период аридизации.

Как известно (Гинзбург, 1947; Казаринов, 1958; Страхов, 1960; Разумова и др., 1963), кроме влажного тропического климата, для образования кор выветривания необходимы определенные геоморфологические условия. Не вдаваясь в дискуссию о том, какой рельеф благоприятствует процессам глубокого химического выветривания, изложим фактический материал, который имеется в Кузнецкой котловине и на ее окраинах и может указывать на рельеф этой эпохи.

В Кузбассе достоверно раннемеловая кора известна только на крайнем севере, на границе со структурами Кузнецкого Алатау. Не исключена возможность, что начало ее образования приходится на триасовый период, а подновление — на аптский и альбский века. Здесь развита латеритная кора мощностью от 5 до 50 м. Ее остатки сохранились на вершинах водоразделов с отметками 280—320 м, даже до 400 м. На тех же поверхностях древних водоразделов встречены сингенетичные пестроцветные осадки кийской и симоновской свит, образованные за счет переотложения этих латеритов. Как можно судить по современному положению залегания коры выветривания, рельеф в области водораздельных плато был контрастным с превышением водоразделов над днищами долин до 200 м. В окраинных частях бассейна, где дизъюнктивная тектоника выражена очень сильно, эти плато, возможно, в целом отвечали глыбовым поднятиям, обеспечивавшим глубокий дренаж грунтовых вод. Медленное поднятие блоков, поддерживающее низкое стояние горизонта грунтовых вод, способствовало образованию достаточно мощной, сложно дифференцированной коры выветривания.

До сих пор, восстанавливая палеорельеф различных эпох, мы могли опираться только на фациальный и палеогеографический анализ, так как события всей мезозойской эры от триаса до начала апта не оставили никакого следа в современном рельефе Кузбасса. Полигенетические поверхности выравнивания с отметками 280—320 м, покрытые корой выветривания апт-альбского возраста,—это древнейшие элементы рельефа Кузнецкой котловины. Эти поверхности служат отправной точкой, идя от которой можно анализировать другие элементы палеорельефа и восстановить историю его развития до наших дней.

Вряд ли можно полагать, что на всей площади развивалась одинаково мощная и глубоко дифференцированная кора выветривания. Во-первых, для центральных областей глыбовые перемещения менее характерны, так как поднятия в целом приурочены к окраинным частям Кузнецкой котловины. Во-вторых, обогащенные растворенными кислотами воды, способствующие глубокому химическому выветриванию, более характерны для районов развития содержащих сульфиды пород окраинных частей Кузбасса. Поэтому, если здесь на алюмосиликатных и карбонатных породах развивался латеритный профиль, в центре бассейна на пермо-карбонных угленосных осадках скорее мог формироваться каолиновый профиль коры выветривания.

К апт-альбу необходимо отнести и маломощную кору выветривания, которая сохранилась на поверхностях водоразделов с отметками 400—500 м на пермо-карбонных осадках Пригорношорского моноклинала и на высотах 280—360 м в Кондомо-Чумышской депрессии на осадках илекской свиты. Большая разница в отметках кровли коры выветривания в этих близко друг к другу расположенных районах объясняется послемеловой блоковой тектоникой, а небольшая мощность структурного элювия на породах Пригорношорского моноклинала — размытом, который последовал вслед за поднятием.

Маломощная, недифференцированная кора выветривания на осадках илекской свиты указывает на ее образование в условиях слабо расчлененной аккумулятивной равнины при высоком стоянии грунтовых вод. Равнинный ландшафт сохранился в поле развития осадков илекской свиты до настоящего времени. На фоне весьма расчлененной южной окраины Кузнецкой котловины эта площадь отличается своим выположенным пологохолмистым рельефом с абсолютными отметками водоразделов 300—360 м.

Таким образом, на территории Кузбасса достоверно известно три района, где сохранились апт-альбские поверхности выравнивания: 1) сильно расчлененный пепелен на границе с Кузнецким Алатау, 2) пепелен аккумулятивной равнины Кондомо-Чумышской депрессии в месте сближения структур Салаира и Горной Шории, 3) приподнятый относительно первых двух районов (вероятно, в результате послемеловых деформаций) пепелен Пригорношорского моноклинала в бассейне рек Мрас-Су и Кондэмы.

В «Инском заливе» в основании кварц-каолиновых осадков неппинской свиты Мусохрановского месторождения развита каолиновая кора выветривания. В отличие от апт-альбских поверхностей выравнивания севера и юга Кузнецкой котловины, древний рельеф «Инского залива» имеет гипсометрические отметки 180—200 м, что, вероятно, объясняется общей тенденцией к погружению, которую испытывал «Инский залив» на протяжении всего кайнозоя.

Наконец, необходимо отметить Плотниковский район, где, по нашему мнению, на апт-альбскую кору выветривания наложилась эоцено-олигоценная. Поверхность коры выветривания на породах ильинской и ерунаковской свит Плотниковского района имеет отметки в пределах 230—245 м; местами она снижается до 200 м и поднимается до 280 м.

Здесь встречены все горизонты структурного элювия — от зоны сапролитов в местах глубокого размыва до полного профиля на вершинах водоразделов.

В остальных районах ни апт-альбской коры выветривания, ни сингенетических ей осадков нет, что можно объяснить отсутствием условий для их сохранности в последующие эпохи.

Здесь нам снова придется обратиться к Присалаирской депрессии и «Инскому заливу». Система мелких четковидных впадин, вытянутых вдоль Салаирского края, образующих Присалаирскую депрессию и «Инский залив» — относительно пониженные участки Кузнецкой котловины, являющиеся отражением тангенциальных давлений со стороны Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Дислоцированность юрских осадков, подвергшихся мелкой складчатости вместе с породами палеозоя на границе со структурами Салаира, указывает на то, что эта депрессия начала образовываться в послейурское время. Даже если принять, что после отложения любой свиты в этом тектонически активном районе происходили многократные перерывы, то хоть в какой-то впадине осадки нижнего мела должны были сохраниться. Фактически же здесь на породах юры залегают кварц-каглиновые отложения ненинской свиты. Нижнемеловых толщ нет нигде, и, видимо, можно полагать, что и не было.

Все последующее время от сеномана до палеоцена включительно приходится рассматривать в едином плане. Осадки этого времени — симоновская и сымская свиты — развиты только на крайнем севере в Барзасском и Анжерском районах, т. е. лишь в «заливах» Чулымско-Енисейской впадины. Ненинская свита, небольшими полями сохранившаяся в «Инском заливе» и Кондомо-Чумышской депрессии, очень мало дает для палеогеоморфологической реконструкции такого обширного региона, как Кузнецкая котловина.

Позднемеловая эпоха для всего юга Западно-Сибирской низменности характеризовалась дальнейшим наступлением континентального режима (Ростовцев, 1958; Сакс, Ронкина, 1960; Шумилова, 1963). Оживление тектонических движений в области горного обрамления, которое, безусловно, захватывало и Кузнецкую котловину, повлекло за собой размыв коры глубокого химического выветривания и переотложения ее на аккумулятивных равнинах, занятых сложной системой рек, озер и болот. Теплый и влажный климат способствовал развитию пышной растительности: наряду с широкоразвитыми хвойно-широколиственными листопадными лесами обитали типично южные субтропические формы. К сенону покрытосеменная растительность тропических и субтропических форм начинает постепенно вытеснять голосеменную (Портнова, 1961). По мнению К. В. Боголепова (1961), начало сенона характеризуется общим потеплением и одновременно уменьшением влажности.

Нам представляется, что для большей части Кузнецкой котловины сенонская эпоха характеризовалась интенсивным размывом как коры выветривания, так и пород, по которым она развивалась. Теплый и влажный климат и общая тектоническая активность способствовали возрождению речной сети. Основным водоразделом был Кузнецкий Алатау, представлявший собой область относительно высоких гор. Горная Шория относилась к среднегорью. Со стороны Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны основной снос в эту эпоху был направлен в Западно-Сибирскую низменность.

Анализируя площади современного развития меловых отложений в Кузнецкой котловине и по ее окраинам, можно прийти к выводу, что север котловины — Анжерский, Барзасский и Ижморский районы, запад — «Инский залив» — и юг — Кондомо-Чумышская депрессия — были областями седиментации — плоскими озерно-аллювиальными

равнинами. Большая часть остальной территории, являясь низкогорным поднятием, служила областью сноса с широкоразвитой транзитной речной сетью. В пользу предположения о размыве угленосных отложений Кузбасса в позднемеловое время говорит находка П. А. Никитиным в обнажении по р. Кие среди сеноман-туронских отложений хорошо сохранившихся мегаспор растений пермо-карбона.

Одиночные споры пермо-карбонового возраста в верхнемеловых осадках по Кие, в Ампалыкской и Алчедатской впадинах описаны и Е. А. Портновой.

С позднесеноманского времени до кампанского века сток рек был в основном направлен на север — через Анжерский район в Западно-Сибирскую низменность, где происходило накопление довольно мощной (до 250 м) толщи верхнемеловых осадков. Для разреза верхнего мела юга Чулымо-Енисейского района и севера Кузнецкой котловины характерно преобладание грубозернистых песчано-галечных осадков, что указывает на близость источников сноса, бурный характер речной сети и, как следствие, достаточно сильное расчленение рельефа в областях сноса. Осадки симоновской свиты имеют очень пестрый минералогический состав. Если на севере Кузбасса содержание кварца в них достигает 92%, а полевого шпата не превышает 10%, то с удалением в Чулымо-Енисейский район содержание кварца резко падает: в Марининской опорной скважине оно составляет 76%, в Чулымской — 62%, Максимкином Яре — 50% (Шумилова, 1963). По нашим данным (Файнер, 1964), отдельные литологические разновидности пород обогащены эпидотом (6%) и роговой обманкой (3%), причем в этих горизонтах количество кварца понижается до 15—30%, а полевого шпата увеличивается до 76%. Осадки обогащены каолином, гидрослюдой. Все это указывает на то, что продукты переотложения коры выветривания в основном концентрировались в предгорных частях низменности. По мере размыва коры выветривания в область сноса поступали осадки, слабо затронутые выветриванием или невыветрелые, которые выносились в более глубокие части низменности, так как прибрежные ее бассейны уже были заполнены осадками.

Влажный теплый климат позднемеловой эпохи в сочетании с глубоким расчленением рельефа и низким стоянием грунтовых вод способствовали интенсивному выветриванию, которое шло параллельно с размывом. Выветриванию подвергались осадки бассейнов аккумуляции и коренные породы в области сноса. С одной стороны, это способствовало подготовке первичного материала размыву, с другой — вторичной его переработке в бассейнах аккумуляции. Результатом этого явилась каолинизация полевых шпатов *in situ*, процессы окварцевания и различные преобразования глинистых минералов, которые мы видим в осадках верхнего мела. Интенсивность этих процессов убывала с глубиной и контролировалась уровнем циркуляции грунтовых вод. К сожалению, более подробно восстановить историю развития рельефа в эпоху от турона до палеоцена невозможно.

В палеоцене активность эрозионной деятельности значительно уменьшилась. Почти вся территория Кузнецкой котловины, кроме ее пригорношорского и приалатаусского обрамлений, приобрела характер невысокой мелкосопочной холмисто-увалистой равнины, пересеченной крупными реками со спокойным течением. Грубозернистый обломочный материал, который мы видим в основании датских осадков, уступил место алевро-пелитовому. Вынос полуторных окислов в условиях теплого влажного климата способствовал образованию пестроцветных глин верхних горизонтов ненинской свиты.

В палеоцене общий план рельефа начал приближаться к современному виду. Достаточно четко обозначились водоразделы, — как основ-

ные (в пределах горного обрамления), так и местные. Меловые поверхности выравнивания, фиксированные корой выветривания, были уже четко выражены в палеоценовом рельефе в виде водораздельных плато с отметками 280—320 м на севере и 280—360, 400—500 м на юге.

Средние или низкие горы еще продолжали существовать на границе Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Отсюда они постепенно понижались на север и запад, переходя сначала в низкогорье, а затем в мелко-сопочник. Север Кузнецкого Алатау, Кузнецкой котловины и Колывань-Томской зоны, вероятно, от широты Кемерово, представлял собой аккумулятивную равнину, соединявшуюся с бассейнами осадконакопления юга Чулымо-Енисейского района. Так же полого Горная Шория снижалась к Ненинско-Чумышской впадине. Западные окраины Горной Шории и восточная окраина Салаира представляли собой озерно-аллювиальную равнину, соединявшуюся с Ненинско-Чумышской впадиной. Третий бассейн аккумуляции существовал на месте современного «Инского залива», где также накапливались осадки ненинской свиты. Продолжалось воздымание Крапивинского купола и Терсинского поднятия.

Направление речной сети позднемелового — палеоценового времени в целом совпадало с таковым раннемеловой эпохи. Реки текли в Чулымо-Енисейскую впадину через Анжерский и Барзасский районы, в Западно-Сибирскую низменность через «Инской залив» и Доронинскую впадину, а в Ненинско-Чумышскую впадину через Кондомо-Чумышскую депрессию.

Палеогеоморфологическая реконструкция эоценового времени делается нами по единственной находке эоценовых осадков в Доронинской впадине. На всей остальной территории котловины осадков этой эпохи нет, а поверхностей выравнивания с эоценовой корой выветривания нам не удалось выделить. Поэтому, разумеется, сколько-нибудь полное восстановление истории развития рельефа в этом период практически невозможно.

Эоценовая растительность, определенная П. А. Никитиным из Вагановского месторождения гидраргиллитовых бокситов, по его мнению, произрастала «в обстановке равнинного пенеплена и в условиях умеренно-теплого климата. Исключительная автохтонность материала породы и особенности обнаруженных растительных осадков приводят к заключению о крайней слабости эрозионных процессов в окружающей местности, что связано с ее равнинностью и бедностью атмосферными осадками. Водоем был окружен древесным тенистым влаголюбивым насаждением, где преобладала ива с редкой примесью ольхи, грецкого ореха, лещины. Подальше от озера, на сухих солнечных обитаниях были развиты заросли ксерофитных кустарников, частью с жесткими кожистыми листьями, а частью сбрасывающими свои листья при наступлении летней засухи» (Нагорский, 1943).

Эти выводы П. А. Никитина противоречат определениям Г. А. Балуевой и В. П. Никитина. По их данным, климат эоцена был субтропическим или тропическим, в котором произрастали вечнозеленые растения, каштан, а умеренная флора составляла незначительный процент.

Образование мощной коры выветривания и гидраргиллитовых бокситов определяет климат эоцена как жаркий и влажный. Вторым необходимым условием является достаточно большое расчленение рельефа. В. Н. Разумова и Н. П. Херсаков (1963), определяя оптимальные условия глубокого химического выветривания, считали, что климат должен быть жарким. «В условиях переменновлажного климата с чередованием засушливых и влажных периодов влаги уже достаточно, чтобы обеспечить интенсивное выветривание». Одновременное нахождение влаголюбив и ксерофитов в эоценовых осадках Вагановской впадины ука-

зывает как раз на такой неустойчивый климат. В Присалаирье, где существовали водоемы с особо благоприятной восстановительной средой, в карстовых воронках образовывались залежи бокситов. На остальной территории накопилась кора выветривания каолинового профиля, которую мы или не можем отличить от меловой, или не находим ввиду ее полного размыва. Весьма вероятно, что в ряде районов процессы выветривания наложились на меловую кору. В таком случае эоценовая и меловая коры имеют одни отметки и единые поверхности выравнивания. Отсутствие крупных тектонических перестроек на границе палеоцена и эоцена и незначительное изменение климата способствовали сохранению прежнего направления речной сети.

Эрозионные процессы в эту эпоху были сравнительно слабыми. Большая часть терригенного материала выносилась за пределы Кузнецкой котловины в море, где формировалась чеганская свита. Только в депрессионных понижениях Присалаирья создались условия для накопления маломощной толщи озерно-аллювиальных осадков. В основании разреза верхнего эоцена Томского и Анжерского районов широким распространением пользуются сливные кремнистые песчаники «яйского кремнистого горизонта». Аналогичные песчаники описаны В. И. Яворским (1927), В. Д. Фомичевым (1940), К. В. Радугиным (1940) в Плотниковском районе среди образований кор выветривания. Мы склонны параллелизовать их с песчаниками «яйского кремнистого горизонта».

Этап новейшего поднятия

Эпоха глубокого химического выветривания и тектонического покоя продолжалась до среднего олигоцена включительно, после чего началось общее медленное поднятие всего обрамления Западно-Сибирской низменности которое сопровождалось оживлением эрозии и накоплением осадков атлымской, новомихайловской и знаменской свит по всей южной окраине низменности.

В разрезе этих осадков преобладает кварц-кварцитовый, преимущественно алевро-пелитовый и песчаный материал. Только в непосредственной близости к горному обрамлению (юг Чулымо-Енисейского района) встречается галечный и гравийный материал. С одной стороны, это указывает на близость источников сноса — кор выветривания, с другой, — вероятно, на то, что на фоне общего поднятия отдельные блоки обгоняли в своем движении соседние, становясь источниками грубокластического материала.

В Кузнецкой котловине осадки олигоцена неизвестны, что косвенно указывает на преобладание сноса в результате общего поднятия региона. Только в Анжерском районе, который на протяжении мезозойской и кайнозойской эр являлся областью погружения и седиментации, подобно Чулымо-Енисейской впадине, осадки новомихайловской свиты имеют площадное распространение.

Химическое выветривание в эту эпоху проходило параллельно с эрозионными процессами. Однако медленное похолодание и аридизация в верхнем олигоцене привели к постепенному уменьшению интенсивности выветривания.

Проследив изменение характера растительности от среднего к верхнему олигоцену, Г. А. Балуева, В. П. Никитин и Р. А. Соболева в 1959 г. определили хвойно-широколиственную растительность атлымского времени с обилием болотных трав как характерную для умеренно-теплого и влажного климата. Растительность знаменского времени была богаче и разнообразнее за счет увеличения количества древесных из группы покрытосеменных и травянистых, среди которых наряду с болотными

формами существенную роль играли и луговые травы. Наличие в знаменском комплексе довольно большого количества теплолюбивых форм свидетельствует о достаточно теплом климате. В то же время усиленные рэли западносибирских родов и наличие современных западносибирских видов указывают на начавшееся изменение климата в сторону похолодания.

К концу олигоценовой эпохи большая часть территории Кузнецкой котловины вновь представляла собой пенеплен, который просуществовал до позднего плиоцена. Похолодание, отчетливо проявившееся в конце палеогена, в миоцене сменилось жарким сухим климатом. Спокойный тектонический режим страны и общая аридизация затормозили эрозионные процессы. Маловодные, спокойные реки выносили только алевро-пелитовый материал, размывая как продукты пестроцветной коры выветривания, так и незатронутые выветриванием породы. К такому выводу можно прийти на основании анализа характера миоценовых осадков «Инского залива». Они представлены тонкодисперсными пестроцветными каолинит-гидрослюдистыми глинами мощностью более 20 м с небольшими прослоями грубокластического материала.

Распространение миоценовых осадков исключительно на окраинах Кузнецкой котловины — юге Чулымо-Енисейской и севере Ненинско-Чумышской впадин и «Инском заливе» — может указывать на то, что на протяжении неогенового и четвертичного периодов эти районы если и не являлись областями постоянного погружения, то во всяком случае никогда не служили местными водоразделами.

На юго-восточной и восточной окраинах Кузбасса на границе с окружающими его горными сооружениями, а также в центре региона — в поле развития осадков юры Тутуясской и Центральной мульд — районах с тенденцией к поднятию в течение большей части палеогенового, неогенового и четвертичного периодов, миоценовые осадки, вероятно, не накапливались.

В плиоценовое время в связи с некоторым увлажнением создались благоприятные условия для химического выветривания. Однако все еще сухой климат, непродолжительность эпохи и, вероятно, неблагоприятные геоморфологические условия привели к образованию лишь очень мало мощной коры выветривания.

Рельеф в эту эпоху был плоский со слабо врезанной и плохо развитой речной системой. На фоне саваннообразной равнины с абсолютными отметками 240—260 м выделялись отдельные возвышенности — триасовые базальты «Мелафировой подковы», Крапивинский купол, Барзаское поднятие, Юргинские и Топкинские высоты.

Некоторая активизация тектонической деятельности и изменение климата, которое произошло на границе средне- и позднеплиоценового времени, привели к постепенной перестройке рельефа Кузнецкой котловины, который начал приобретать вид, близкий к современному. Похолодание и увлажнение, пришедшие на смену аридному жаркому климату миоцена и раннего-среднего плиоцена, и поднятие окружающих Кузбасс горных сооружений послужили причиной зарождения новой речной сети. Она заложилась на слабо расчлененной поверхности Кузнецкой котловины, покрытой маломощной и недифференцированной корой выветривания. Судя по составу, мощности и площади развития верхнеплиоценового аллювия, речная сеть этой эпохи была плохо развитой, а время ее существования — сравнительно непродолжительным. В целом направление основной речной сети совпадало с современными долинами Томи и Кондомы. На протяжении позднего плиоцена речная сеть прошла от стадии зарождения до полной зрелости, причем за это время палеореки даже не успели достаточно глубоко врезаться в водораздельное плато.

Аллювий позднеплиоценовых рек содержит как продукты размыва слабо дифференцированных кор выветривания, так и неизмененных пород. Такой пестрый состав аллювия указывает на размыв реками пород, в различной степени затронутых выветриванием. Реки в своем развитии не достигли осевых частей Юргинских и Топкинских высот, Барзасского поднятия, Крапивинского купола и возвышенностей «Мелафировой подковы», на которых сохранились коры выветривания. По-видимому, эти возвышенности служили местными водоразделами плиоценовой речной сети.

Ключом для решения всех вопросов, связанных с перестройкой рельефа в позднеплиоценовое и четвертичное время, является восстановленное направление и характера речной сети в эти эпохи. Проще всего это начать с анализа конфигурации современной речной сети и характера осадков, которые она накопила от своего зарождения до настоящего времени.

При анализе современного направления Томи обращает на себя внимание, что река в своем течении пересекает крупнейшие поднятия Кузбасса.

Попадая из гор Кузнецкого Алатау в Кузнецкую котловину, Томь вместо того чтобы, огибая все поднятия, проложить свое русло по линии наименьшего сопротивления вдоль полей развития юрских осадков на северо-запад в Доронинскую или юго-запад — Ненинско-Чумышскую впадины, начинает буквально «стремиться в гору». Вначале она пересекает антиклинальный перегиб в Тутуянской мульде, затем, доходя до возвышенностей Салаира, не поворачивает вдоль Салаирского кряжа, а уходит резко на северо-восток, чтобы пересечь Терсинское поднятие. Еще далее на север река дважды пересекает очень устойчивые к размыву триасовые базальты «Мелафировой подковы», отвечающие в современном рельефе максимальным высотам. Выходя из Салтытаковского хребта, река идет прямо на север, чтобы пересечь Крапивинский купол. Ниже по течению Томь, делая три изгиба под прямым углом, подходит к Колывань-Томской складчатой зоне, которую пересекает, образуя antecedentную долину.

На своем 400-километровом пути через Кузнецкую котловину Томь не образует ни одной типично antecedentной долины. Уже одно это указывает на то, что поднятия, которые она пересекает, существовали до ее заложения. Ее широкая, хорошо разработанная долина изобилует озеровидными расширениями; продольный профиль спокойный, без заметных перегибов, близкий к состоянию предельного равновесия.

Более спокойный характер имеет современная долина другой крупной реки — Ини. Протекая по обширной аллювиальной равнине, она имеет равнинный характер и в своем течении строго подчиняется направлению палеозойских структур в этом районе. Только у Абышевского купола Иня поворачивает под прямым углом на север и пересекает вкрест простирающиеся линейные структуры Колывань-Томской складчатой зоны.

Прежде чем решить вопрос о причинах пересечения Томью крупнейших поднятий Кузнецкой котловины, попытаемся восстановить время ее заложения и характер рельефа этой эпохи.

Как уже говорилось, в миоцене большая часть Кузнецкой котловины была областью сноса. Осадконакопление происходило только у северной, западной и южной окраин. В раннем-среднем плиоцене Кузнецкая котловина представляла собой плоскую равнину с растительностью типа саванны, отдельными возвышенностями и слабо развитой речной сетью. Судя по степени сохранности коры выветривания этой эпохи, водоразделы, существовавшие в плиоцене, сохранили в общем свою конфигурацию до настоящего времени: это Топкинские и Юргинские вы-

соты, возвышенности «Мелафировой подковы», образованные триасовыми базальтами, Крапивинский купол, низкие горы юго-восточной и восточной окраин Кузнецкой котловины.

В долине Томи древнейшими являются осадки верхнего плиоцена (см. рис. 14). Они слагают предположительно пятую надпойменную террасу с цоколем на высоте 60—65 м над урезом воды. Маломощный валунно-галечный, преимущественно кварц-кварцитовый русловой аллювий и тонкодисперсный пойменный аллювий, состоящий из красно-бурых глин с раковинным детритусом и псевдоолитами марганца и железа, очень неглубоко врезан в водораздельное плато. Следовательно, Пра-Томь, как и Пра-Кондома, заложилась в конце позднеплиоценовой эпохи на слабо расчлененной равнине, покрытой маломощной и слабо дифференцированной корой выветривания, разрыв которой и способствовал накоплению аллювия такого своеобразного состава.

В Присалаирской депрессии, где в эту же эпоху заложилась пранинская долина, рельеф был еще более выположенным, а водоразделы только слабо намечались. Этим объясняется почти полное отсутствие галечного аллювия в составе верхнеплиоценовых осадков этого района. Вероятно, здесь образовалась крупная озерно-аллювиальная равнина, на фоне которой лишь слабо намечалось русло основной реки.

Развитие верхнеплиоценового аллювия вдоль долин крупнейших рек Кузнецкой котловины еще не говорит о том, что современная речная сеть полностью совпала с древней. Кажущаяся неестественной тенденция современной долины Томи в своем течении постоянно пересекать наиболее крупные поднятия невольно приводит к выводу, что эти поднятия служат водоразделами палеорек, различные отрезки долин которых и унаследовала Томь. Более тщательный анализ современной конфигурации Томи позволяет найти в ней совершенно определенные закономерности. Так, отрезку Томи от Новокузнецка до Нарыкских гор соответствуют идеально параллельные ему, но текущие навстречу Томи реки Абашева, Тутуяс, Ольжерас и Уса. Другая группа взаимно параллельных рек — это Томь от Тарадановского увала до Крапивинского купола, Бунгарап, Мунгат, Уньга. Водоразделом между реками северного и южного направлений служат Центральная мульда и прилегающая к ней часть Кузнецкого Алатау.

Конечно, после предположения, что Томь унаследовала систему древних долин стока, сразу напрашивается вопрос, какими фактами мы располагаем, чтобы утверждать, что возвышенности, которые пересекает Томь, существовали и в момент ее зарождения? Ведь выше было сказано, что позднеплиоценовой эпохе предшествовал длительный период тектонического покоя и рельеф Кузнецкой котловины был близок к предельному пенеплену! Подойдем к решению этого вопроса с другой стороны. Представим себе, что позднеплиоценовая долина Томи строго совпала с современной. Легко доказать существование отрезка Томи от Кузнецкого Алатау до Новокузнецка, так как юго-восток Кузнецкой котловины всегда был ее наиболее приподнятой частью.

Естественно, что относительно пониженная Кузнецкая котловина дренировала громадный водосбор Горной Шории и Кузнецкого Алатау и реки Мрас-Су и Томь несли свои воды по направлению максимального уклона. От Новокузнецка естественно было бы проложить палеодолину вдоль Салаирского кряжа и Доронинской или Непинско-Чумышской впадины, так как Присалаирская депрессия, обусловленная постоянным «подниманием» Кузнецкой котловины под надвигающийся Салаир, могла бы быть идеальным ложем палеореки. Однако Томь поворачивает на северо-восток в область приалатауских поднятий, проложив здесь свою долину. Тогда надо учесть, что базальты «Мелафировой подковы» — эти наиболее устойчивые к выветриванию породы Кузбасса, ко-

торые должны были быть отпрепарированы уже в предыдущие эпохи, — в любом случае служили преградой для реки, пересекающей их «в лоб». Очевидно, что прорезать эти породы, следуя с юга на север, Томь не могла и была бы вынуждена повернуть на запад вдоль Нарыкских гор. Приведенный ход рассуждений достаточен, чтобы показать, что иным путем нельзя объяснить современную конфигурацию долины Томи.

Поднятие центральных районов Кузнецкой котловины, которое началось еще в меловое время, способствовало в первую очередь размытию юрских осадков в области Терсинского поднятия. В позднелиценное время начала усиленно подниматься Центральная мульда, что позволило ей стать водоразделом между реками северного и южного направлений.

Размывая плиоценовую кору выветривания, широко развитую в Алтае-Саянской складчатой области, реки южной половины Кузнецкой котловины понесли свои воды в район Присалаирской депрессии. У Новокузнецка соединялось две палеореки — два участка Пра-Томь: один, имевший широтное, другой — субмеридиональное направление. Отсюда палеорека могла пойти только в двух направлениях: на юг — в Ненинско-Чумышскую впадину и на север — в Доронинскую впадину. Все-таки куда?

Вопрос этот не нов и интересен тем, что его разрешение позволяет выяснить характер тектонических перестроек и время образования рельефа на юго-западе Кузбасса.

М. И. Кучин (1920—1930 гг.), а затем и В. И. Яворский (1940) считали, что Кондома древнее Томи. Единственными доводами в пользу такого предположения являлось то обстоятельство, что Томь от Новокузнецка до с. Осинное Плесо является как бы продолжением р. Кондомы, а субширотный участок Томи выглядит как ее приток. Кроме того, «медленное, спокойное выработанное течение, сравнительно глубокие меандры указывают на ее более древний, чем Томь, возраст» (Яворский, 1940).

Такая постановка вопроса нам кажется неверной по своему существу. Любая крупная река Кузнецкой котловины имеет сложную историю, прослеживающуюся по крайней мере с плиоцена. Момент зарождения крупных водных артерий — процесс синхронный и связан с тектоническими событиями в масштабах целого региона и изменениями климата во всем полушарии. Кажется более правильным поставить вопрос о том, всегда ли реки текли в том направлении, какое мы видим сейчас. И если не всегда, то когда и почему оно изменилось.

Еще К. Г. Тюменцев (1931) и А. М. Кузьмин (1933) отмечали, что обратноперистое расположение притоков Кондомы — Белого и Черного Калтанчика, Кинерки и Бол. Теша — может указать на то, что эта река в прошлом имела направление течения, обратное современному. Если проследить долину Кондомы от истоков до устья, то вызывает удивление, что, протекая по восточной границе Ненинско-Чумышской впадины, она не поворачивает на запад — в направлении общего уклона рельефа, а продолжает течь на север, в Кузбасс.

Очень слабая изученность кайнозойских осадков Кузнецкой котловины и Ненинско-Чумышской впадины не позволяет проследить поэтапно момент перемены направления течения. Тем не менее большая часть фактов говорит в пользу того, что Кондома от с. Кузедеево до Новокузнецка в позднелиценную эпоху имела направление, противоположное современному. Где-то на месте большой излучины между селами Кузедеево и Усть-Талта она соединялась с верхним отрезком Кондомы, текущей навстречу, и поворачивала на запад — в Западно-Сибирскую низменность. А. И. Скоморохов (1961) также считал, что древняя речная сеть Горной Шории имела сток в Ненинско-Чумышскую впадину, о чем говорят ос-

татки верхнеплиоценовых галечников, отмеченные К. В. Радугиным на водоразделе Кондома — Сары-Чумыш.

Как видно из карты дочетвертичного рельефа Инского залива (рис. 16), между современным и древним рельефом этого района мало общего. Иня течет в обширной, хорошо выработанной древней долине. Если проследить отметки ложа Пра-Ини от пос. Шахтинского на востоке до долготы д. Абашево — д. Усть-Тарсыма на западе, то станет очевидным, что древний сток Ини был в Доронинскую впадину, причем от д. Лебеди ее долина совпадала с современным ложем р. Тарсымы. У д. Бормотово в Пра-Иню впадал крупный левый приток, долина которого почти совпадает с тектонически активной зоной системы надвигов и взбросов на границе структур северо-восточного Салаира и юго-западного Кузбасса. Относительная высота водораздела между Пра-Иней и ее пригоком достигала 80-100 м. На всем протяжении от Артыштинских высот до Доронинской впадины верхнеплиоценовая палеорека «прижималась» к Салаирскому кряжу.

Судя по составу верхнеплиоценового аллювия, в котором преобладает тонкодисперсный материал с редкими линзами галечников, Салаир очень слабо возвышался над Кузнецкой котловиной, а реки имели спокойный степной характер. Основные водоразделы позднеплиоценовой гидрографической сети северной половины Кузбасса совпадали с современными: это «Мелафировая подкова», Крапивинский купол, поднятия Кузнецкого Алатау, Юргинские высоты. Поверхности выравнивания этой эпохи с отметками 240—250 м прослеживаются от Анжеро-Судженска до Центральной мульды. Здесь они сменяются на одновозрастные поверхности с отметками 250—260 м. В обоих случаях водораздельные пространства покрыты галечниками, которые тяготеют к долине Томи и ее основным притокам и имеют превышение над современным меженим уровнем рек в 100—150 м. Это показывает, что древняя речная сеть в целом совпадала с современной, однако Томь еще не соединялась со своей «сестрой» по другую сторону Центральной мульды.

На своем пути от Тарадановского увала до г. Кемерово Томь пересекает только одно поднятие — Крапивинский купол. Такое отклонение реки трудно поддается однозначной расшифровке. В. П. Философов (1960) подобные случаи объясняет действием гравитационных сил, благодаря которым реки имеют тенденцию мигрировать к поднятиям, соответствующим гравитационным максимумам. Не исключена возможность, что современная долина р. Томи на Крапивинском куполе унаследовала долины двух речек, стекающих с купола на юг и запад. Как и во всей Кузнецкой котловине, перехват вершин в раннем-среднем плейстоцене мог дать начало новой реке с консеквентным направлением стока.

Наконец, нельзя игнорировать связь современного течения рек со структурами пород. Как известно, Иня почти на всем протяжении течет параллельно присалаирским структурам, а Томь и почти все ее притоки секут палеозойские структуры вкрест простирания. Это те направления, по которым развиты основные системы кливажных эндогенных трещин. Наибольшее развитие последних, как известно, происходит в зонах поднятий, где, кроме того, применительно к трещиноватости развиваются и значительные разрывные нарушения. Поэтому тенденция миграции рек к поднятиям может быть обусловлена избирательным проникновением в ослабленные зоны.

Также трудно восстанавливается направление Пра-Томи между Крапивинским куполом и Юргинскими высотами. Еще А. В. Тыжнов (1943) отметил, что обратно-перистое расположение притоков Томи в районе Юргинских высот (Томь-Колыванская складчатая зона) может указывать на перехват в этом районе двух вершин рек, что произошло до начала поднятия, вызвавшего образование antecedentной долины.

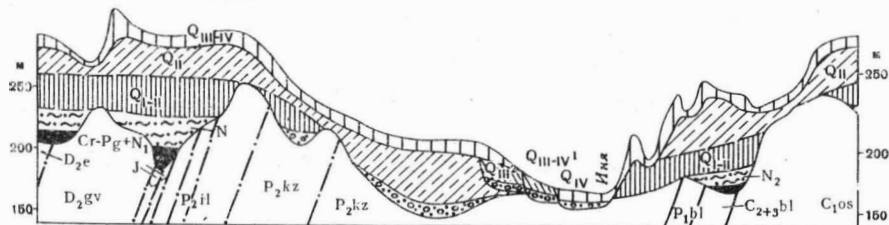
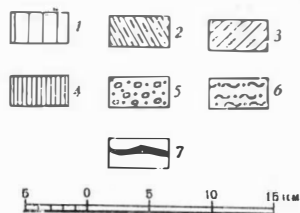
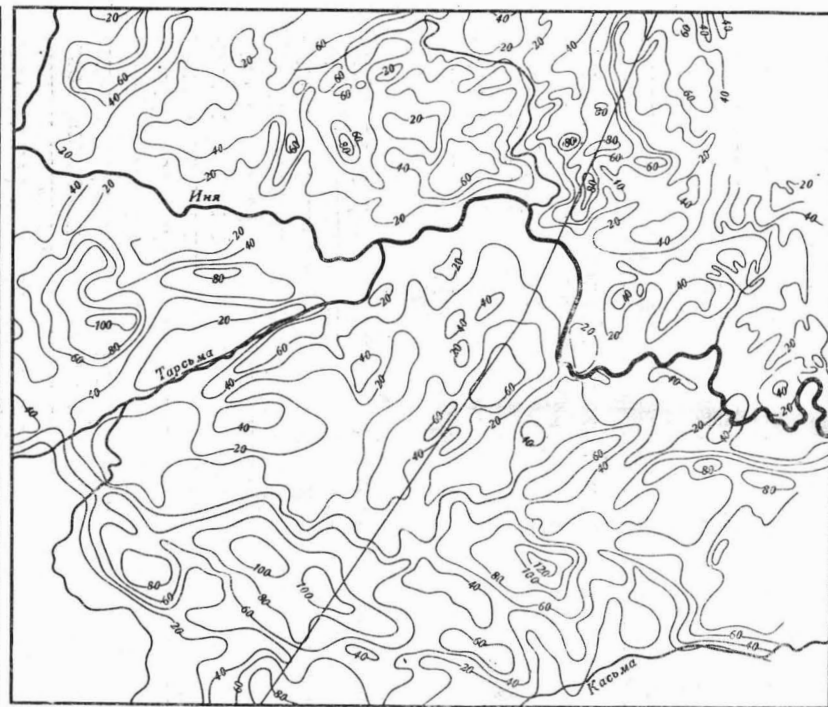
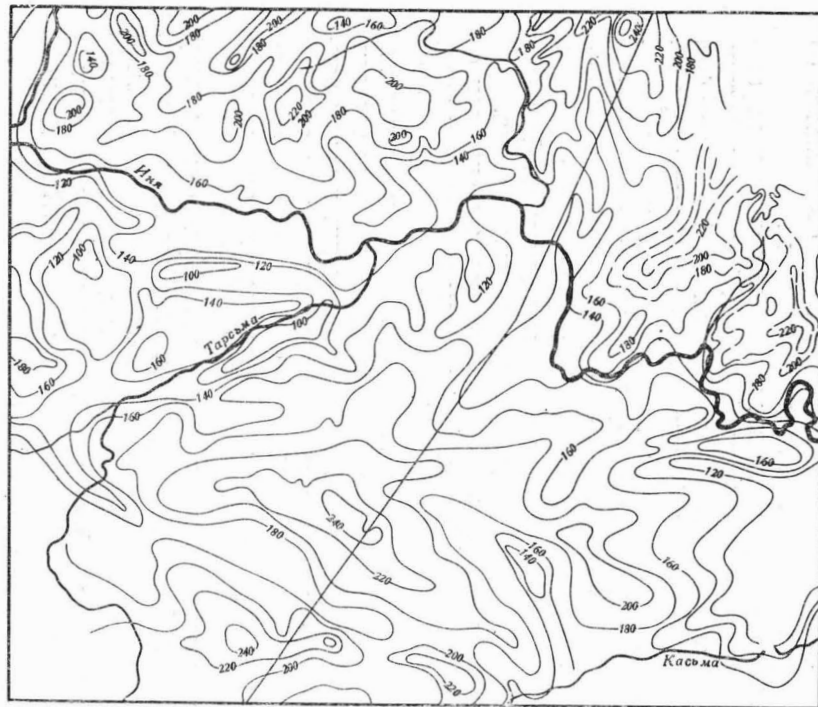


Рис. 16. Карта рельефа поверхности кайнозойских отложений (А) и местности кайнозойских отложений (Б) Инского залива

1 — суглинки бурые, лёссовидные, «покрывные»; 2 — суглинки серо-зеленые, плотные; 3 — суглинки бурые, плотные; 4 — глины серо-зеленые, плотные; 5 — галники с песком и гравием; 6 — глины темно-бурые с псевдолитами марганца и железа; 7 — пестроцветные каолиновые глы

Одна из них текла на юго-восток, в Кузнецкую котловину, другая — на северо-запад, в Западно-Сибирскую низменность. От г. Кемерово эта река, очевидно, протекала по современному субмеридиональному участку Томи до д. Шевели и здесь, соединившись с ее субширотным отрезком, стекавшим с Крапивинского купола, поворачивала на юг, откуда по долине Уньги протекала на запад и, прорезав Топкинские высоты, соединялась с долиной Ини между ст. Промышленной и с. Усть-Тарсьма.

Нельзя исключить второй вариант, по которому Томь поворачивала от г. Кемерово на север вдоль структур Кольвань-Томской зоны и далее в бассейны аккумуляции Чулымо-Енисейской впадины. Плохая изученность четвертичных отложений Кузбасса не позволила отдать предпочтение одному из этих вариантов.

Таким образом, от начала среднего олигоцена до позднего плиоцена включительно направленность тектонических движений значительно отличалась от предыдущих эпох. В это время произошло общее поднятие всей Кузнецкой котловины; в результате нескольких перестроек были созданы основы современного плана рек, которые в дальнейшем претерпели некоторые изменения. Гипсометрия и морфология рельефа стали близкими к современной. Большая часть территории имела четко выраженное двухъярусное строение, а на крайнем севере и юге — трехъярусное.

Верхняя ступень с отметками 320—360 м сохранилась только в Барзаском и на юге Ижморского районов и в большей части соответствует окраинам размытого плато Кузнецкого Алатау. Широкое развитие здесь апт-сеноманских кор выветривания довольно точно датирует возраст этой поверхности выветривания.

Вторая ступень с отметками от 265 — до 320 м составляет Томь-Инской и Томь-Яйский водоразделы — Топкинские и Юргинские высоты. Возраст этой поверхности выравнивания не получил у нас определенной датировки. Широко развитые здесь коры выветривания, очевидно, начали образовываться в апт-сеномане и углубились в эоцене.

Наконец, третья, четко выраженная ступень, которая наиболее полно сохранилась на всем севере и северо-западе Кузнецкой котловины, соответствует ранне-среднеплиоценовой поверхности выравнивания с отметками около 240 м. Долины Томи, Яи, Барзаса и отдельных участков Ини и ее притоков составляют четвертую, самую низкую ступень рельефа.

Этап формирования экзогенной морфоскульптуры

В раннечетвертичное время началась новая активизация тектонической деятельности. Похолодание и сопровождающее его увлажнение способствовали врезанию речной сети. Поднятие окружающих страну горных сооружений, особенно Кузнецкого Алатау и Горной Шории, поднятие местных водоразделов и понижение общего базиса эрозии способствовали усилению пятящейся эрозии и образованию перехватов вершин.

В пределах Кузнецкой котловины наиболее четко устанавливаются следы былых перехватов в районе Юргинских высот, Крапивинского купола и Центральной мульды. Значительные перестройки происходили на севере Кузнецкой котловины, где перехват вершин левого притока р. Барзаса и правого притока р. Кайгур у с. Невского изменили направление течения р. Яи. Точно указать место перехвата южного и северного отрезков Томи в районе Центральной мульды невозможно. Анализ распространения осадков четвертой террасы Томи и соответствующих ей нижнечетвертичных отложений Пра-Ини позволяет обозначить характер и направление тектонических движений в эту эпоху и наметить районы максимальных поднятий и перехватов вершин рек.

Как уже отмечалось, осадки IV террасы известны только в долине Томи. По ее притокам они или не найдены, или отсутствуют. Это может указывать или на более молодой возраст притоков, или на особый тектонический режим тех районов, по которым эти реки протекают. Естественно, что речь идет о наиболее крупных притоках, так как мелкие имеют только низкие террасы, что указывает на их молодость.

Выше мы уже говорили о том, что у кузбасских геологов укоренилось мнение, что р. Кондома древнее р. Томи. Но на Кондоме неизвестна IV терраса, что можно рассматривать как указание на относительную молодость Кондомы. Чтобы решить вопрос о последовательности заложения рек, необходимо вспомнить, что к концу позднего плиоцена речная сеть Кузбасса пришла к стадии зрелости. Следовательно, их широкие, хорошо выработанные долины имели продольные профили, близкие к предельным. Общее поднятие Горной Шории и прилегающей к ней части Ненинско-Чумышской впадины, которое произошло в раннечетвертичную эпоху, изменило направление общего уклона страны с южного на северное. Амплитуда поднятия севера Горной Шории относительно юга Кузнецкой котловины нами определяется в 100—120 м по разнице абсолютных отметок кор выветривания в этих районах. Этого, вероятно, было достаточно, чтобы преградить сток Кондомы на запад — в Ненинско-Чумышскую впадину и изменить общее направление реки на северное.

Известно, что всякий процесс перестройки «болезнен» для рек. Отсутствие осадков IV террасы в долине Кондомы можно попытаться объяснить преобладанием глубинной эрозии в процессе перестройки, на что ушла вся живая сила реки.

То же самое применимо к долинам рек Мрас-Су, Усы и всех трех Терсей. Вся южная, юго-восточная и восточная окраины Кузбасса — это районы интенсивных поднятий на протяжении почти всей мезозойской и кайнозойской эр. Наиболее интенсивно в ранне-среднечетвертичное время поднималась южная окраина между долинами Кондомы и Усы. Это способствовало глубокому врезу Кондомы, Мрас-Су, Томи и Усы в этом районе, образованию уступов эрозионных террас и врезанных меандр. Так как осадков IV террасы здесь нет, то границы поднятия нами оконтуриваются по распространению более молодых — III и II террас. Такая условность вполне допустима, так как на протяжении среднего и первой половины позднего плейстоцена движения земной коры на юге Кузбасса сохранили свою направленность с раннего плейстоцена.

Северная граница южной области поднятия четко отбивается по резкому расширению долины Кондомы в районе с. Басмала, что отвечает границе между нижнебалахонской и острогской свитами. С удалением на восток, к долине Мрас-Су, эта граница отодвигается далее на север, и в поднятие вовлекаются породы верхнебалахонской и кузнецкой свит. Амплитуда поднятия за ранне-среднечетвертичное время в этом районе, вычисленная нами по перепаду высот между максимальными отметками поверхности водоразделов и цоколем III террасы, определяется в 80—100 м в долине Кондомы и 100—120 м в долине Мрас-Су.

Поднятие на востоке Кузнецкой котловины, которое продолжалось до конца позднего плейстоцена, заметно отразилось на продольных профилях рек, стекающих с Кузнецкого Алатау, а также на составе и мощности их террасового аллювия. Все эти реки имеют типичный горный характер и врезаны в позднеплейстоценовый пенеплен на 150—200 м. Продольные профили рек относительно выположены в низовьях и очень круты в среднем течении. Большая часть рек заложила свои долины вкрест простирания основных структур Кузбасса и Кузнецкого Алатау, местами унаследовав древние, вероятно позднеплиоценовые долины. Блоковый характер тектоники способствовал образованию характерного

ступенеобразного профиля этих долин, что усиливалось благодаря разнице в литологическом составе пород, пересекаемых реками. Так, почти все реки спрямляют и сужают свои долины, а продольный их профиль делается более крутым при переходе из легко поддающихся размыву пород Кузнецкой котловины в сильно метаморфизованные породы Кузнецкого Алатау.

На графиках продольных профилей рек отчетливо отражаются интенсивные движения Терсиинского блока по крупному разлому, что проявилось в уменьшении ширины и мощности террасовых отложений выше линии разлома по рекам Нижней и Средней Терсям, Средней и Верхней Маганаковым. Наибольшей амплитуды и скорости поднятия достигла Терсиинская антиклиналь, с воздыманием которой сильно отставал эрозионный врез рек Верхней Терси и Верхней Маганаковой. Благодаря этому реки обтекли антиклиналь, хорошо подчеркивая конфигурацией своего русла ее форму и образуя в данном районе долину, близкую к antecedentной.

В отличие от Пригорношорского моноклинала, восточная граница Кузнецкой котловины выражена четким уступом высотой до 200—250 м. Это объясняется блоковым характером перемещения Кузнецкого Алатау, причем по мере движения на восток от границы Кузбасса каждый последующий блок приподнят относительно предыдущего и образует четко выраженную ступень.

Северо-восток Кузнецкой котловины от долины Нижней Терси до верховьев р. Барзаса к началу четвертичного периода уже имел вполне сформировавшийся, близкий к современному рельеф. Широкое развитие в этом районе поверхностей выравнивания с отметками 235—245 м указывает на то, что в четвертичном периоде тектонический режим в этом районе способствовал сохранению позднеплиоценового рельефа.

Анализ развития высоких террас на субмеридиональном отрезке Томи между устьями Кондомы и Средней Терси позволяет утверждать, что в раннем и среднем плейстоцене этот район поднимался сравнительно медленно. По крайней мере от с. Митино до коленообразного изгиба р. Еланный Нарык на левобережье Томи III и IV террасы развиты нормально. От устья до резкого поворота на север р. Еланный Нарык унаследовала древнюю долину Томи, отвечающую уровню IV террасы. Многоступенчатый, неровный профиль поверхности цоколя IV террасы указывает на то, что в эту эпоху продолжались блоковые эпейрогенические движения в основном положительного знака. Оживление эрозионной деятельности и образование современной речной сети в раннем-среднем плейстоцене на западе Кузбасса не сопровождалось такими крупными изменениями, как это мы видим вдоль южной и восточной границ Кузбасса и в долине Томи. В то время как южные и восточные районы постоянно поднимались, Присалаирская депрессия продолжала опускаться. Поэтому Иня, которая заложила свою долину на месте позднеплиоценовой озерно-аллювиальной равнины, положила на нее свой русловый аллювий без существенного вреза. Оживление эрозионной деятельности отразилось на составе аллювия, который представлен галечниками и песками. Судя по мощности и широте развития ранне-среднеплейстоценового аллювия Пра-Ини, эта палеорека по водообильности несколько уступала Пра-Томи и имела значительно меньшую скорость течения. Необходимо отметить тенденцию реки мигрировать на восток и северо-восток на протяжении всего плейстоцена, что объясняется двумя факторами: влиянием силы Кориолиса и поднятием Салаира, в которое к концу среднего плейстоцена втягивались и окраинные части Присалаирского района.

Ранне-среднеплейстоценовая эпоха, оставившая наибольший след в антропогенной истории Кузнецкой котловины, ознаменовалась не толь-

ко перестройками речной сети. В то время как в долинах рек накапливался русловой аллювий, на обширных плоских водоразделах юга Западно-Сибирской низменности и северной окраине Кузнецкой котловины от широты Кемерово широкое развитие получили болота и мелкие деградирующие озера. На остальной территории котловины рельеф был несколько более сложным — водоразделы менее обширны и более расчленены системой балок, оврагов и ручьев. Умеренно-теплый и влажный климат предсамаровской эпохи и своеобразная геоморфологическая обстановка способствовали образованию в Кузнецкой котловине осадков двух типов. В то время как на севере от широты Кемерово в озерно-болотных бассейнах накапливаются голубовато-серые суглинки и глины, так называемые тайгинские глины, на остальной территории наряду с осадками типа «тайгинских глин» отлагались эоловые, делювиальные и делювиально-пролювиальные бурые и желто-бурые глины и суглинки.

Судя по тому, что аллювий начала среднечетвертичной эпохи маломощен, а водораздельные осадки преимущественно тонкодисперсные, рельеф этого периода был малоконтрастным. Большая часть Кузнецкой котловины представляла собой обширную озерно-аллювиальную равнину, на фоне которой выделялись крупные местные водоразделы: горы «Мелафировой подковы», Крапивинское поднятие, Топкинские высоты, низкие горы приалатауского и пригорношорского обрамления. Долины рек были слабо врезаны в широкие плоские водоразделы. Таким образом, начало этапа образования экзогенной морфоскульптуры характеризуется глубоким врезанием современной речной сети в плато и некоторым выравниванием водоразделов за счет накопления озерных осадков.

Эпохой максимального — самаровского оледенения — начинается новый цикл формирования рельефа Кузнецкой котловины. Значительное похолодание и осушение, которыми сопровождалось оледенение во внеледниковых зонах, естественно, привели к уменьшению водообильности рек. Широкое развитие получают субаэральные тонкодисперсные глинисто-суглинистые осадки, слагающие верхнюю часть разреза IV надпойменной террасы и выходящие на водоразделы в виде желто-бурых и буровато-серых покровных суглинков.

Во второй половине этой эпохи по мере отступления ледника, потепления и увлажнения климата усиливается эрозионная деятельность рек. Она идет нарастающим темпом и в эпоху нового-позднечетвертичного межледниковья достигает своего максимума. Влияние изменений базиса эрозии на развитие речной системы Кузнецкой котловины наиболее отчетливо проявилось в образовании многоступенчатого цоколя III террасы. Мы полагаем, что это можно связать с колебаниями уровня подпрудного бассейна с отметками 100—120 м, возникшего на юге Западной Сибири во время среднечетвертичного оледенения. Очевидно, каждая ступень соответствует определенному этапу в развитии подпрудного водоема.

Тектонический режим в Кузнецкой котловине в эту эпоху почти не изменился. Несколько уменьшилась амплитуда поднятия южной и восточной окраин, что благоприятствовало образованию третьей надпойменной террасы на Кондоме, Мрас-Су, Усе, Терсям. Основной рельеф, сформированный в позднем палеоцене и раннем плейстоцене, лишь несколько усложнился благодаря более широкому развитию речной сети.

Только на западе, в присалаирской части Кузнецкой котловины, на смену стабильному опусканию пришло поднятие. Об этом говорит более низкое положение подошвы среднечетвертичного аллювия, соответствующего III надпойменной террасе Томи, относительно аллювия ранне-среднеплейстоценовой четвертой террасы. Безусловно, такой врез можно объяснить понижением базиса эрозии. Однако в присалаирской части

III терраса не прислоняется непосредственно к осадкам IV террасы, а смещена в сторону и отделена от них заметным на всех разрезах выступом дочетвертичных пород, поверхность которого на 20—30 м выше подошвы IV террасы. Вероятно, район настолько быстро поднялся, что Пра-Иня переместилась на восток и северо-восток от Салаирского кряжа в относительно пониженные области, при этом даже не успев нацело срезать борт долины, остатки которого и остались в виде выступа. Местами река совершенно оставила свою старую долину. Отрезки покинутых долин обнаружены в междуречье Иня — Ближний и Дальний Менчереп и Уроп, причем современные долины этих рек образовались после того, как крупные праинские притоки покинули свои долины и образовали новые, являющиеся современными перечисленными выше реками.

Возможно, в это же время произошло поднятие целого блока в междуречье Камысла — Тарсьма с образованием современного водораздела на месте бывшей впадины. В этом районе Иня делает крутой поворот, обходя молодое поднятие между селами Промышленное и Усть-Тарсьма. Участку поднятия отвечает и повышение цоколей террас на 2—3 м. Аналогичное поднятие в районе Топкинских высот преградило сток Томи в Инскую долину. Со времени самаровского ледниковья Иня и Томь существуют как две самостоятельные реки. Нужно полагать, что в это же время начала интенсивно подниматься юго-западная окраина Кузбасса в районе Новокузнецка, Прокопьевска, Киселевска — до верховьев р. Кривого Уската. Здесь также обнаружены реликтовые долины, заполненные крупногалечным и песчаным аллювием. Не исключена возможность, что здесь пролегалла верхняя часть долины Ини, а современная ее вершина являлась одним из притоков. По крайней мере, праинские долины ранне- и среднелейстоценового возраста выше хребта Каракан не встречены.

К концу среднечетвертичной эпохи в связи с новой волной похолодания и общим осушением активность рек заметно уменьшается. Прекратилось накопление грубозернистого руслового аллювия, и на смену ему вновь приходит глинисто-суглинистый пойменный. Алевро-пелитовые субаэральные осадки получают широкое распространение и на обширных плоских водоразделах. Присутствие здесь моллюсков и фауны леминговых типично «лессового комплекса» указывает на довольно значительное похолодание. Интерстадиальные перерывы, с которыми связано образование горизонтов погребенных почв, указывают на то, что климат тазовского времени в определенные периоды был мягче самаровского века. Благодаря накоплению суглинков рельеф Кузнецкой котловины был окончательно сглажен.

Как видно из приведенных ниже фактов и анализа профилей через долины рек, начало позднего плейстоцена связано с активизацией тектонической деятельности. Возобновляются подвижки вдоль Тынганского взброса, начинают подниматься Салаир и прилегающая к нему часть Кузнецкой котловины в районе Киселевска, Прокопьевска, Новокузнецка; на это же время приходится и наиболее интенсивное поднятие Дорнинской впадины. Как и в предыдущие эпохи, поднимаются Горная Шория и Кузнецкий Алатау с Пригорношорским и Приалатауским моноклиналами в районе современных низких гор. Относительно стабилизировались северная и северо-западная части района.

В это же время отдельные части Кузнецкой котловины опускаются. Особенно отчетливо это заметно в древней долине р. Ини от г. Белово до сел Ваганово и Абашево. Иня, унаследовавшая древнюю долину, продолжает мигрировать на восток и северо-восток, уходя от Салаирских поднятий. В то же время общее опускание района привело к тому, что река не врезалась в более древние осадки, а лишь накладывала свой аллювий на среднелейстоценовый.

Поднятие Абышевского купола и Доронинской впадины явилось причиной того, что реки Иня и Тарсьма, прежде проходившие по длинной оси Доронинской впадины, начинают обтекать ее с двух сторон. Только поднятием можно объяснить то, что Иня, протекая сначала буквально по границе с легко поддающимися размыву породами юры, повернула от них под прямым углом и, пересекая вкрест простирания линейные структуры девона и карбона Колывань-Томской складчатой области, обошла Абышевский купол, располагаясь на уровне второй террасы.

В центральных районах Кузбасса в эту эпоху продолжалось усложнение позднеплиоценового пенеплена. Здесь образовался трехступенчатый рельеф. Нижняя ступень с отметками 175—185 м отвечает уровням низких — I и II террас; средняя — 240—250 м — позднеплиоценовой поверхности выравнивания, которую врезаны III и IV террасы; верхняя — 275—285 м — останцам меловой поверхности выравнивания. Графики продольных профилей рек этого района, представленные кривыми, близкими к профилям предельного равновесия, указывают на то, что речная эрозия почти компенсировала четвертичные поднятия, амплитуда которых в этом районе составляет 50—65 м.

В верховьях Ини, Мунгата и Бунгарапа — в той области юрских осадков, где они с трех сторон окружены базальтами «Мелафировой подковы», рельеф резко изменился. Броннирующая способность трудно поддающихся размыву и выветриванию базальтов способствовала замедленному размыву юрских осадков. В результате здесь образовалась своеобразная чаша, края которой, сложенные триасовыми базальтами, имеют отметки 400—500, редко 650—700 м, а в центре на юрских осадках создан описанный выше трехступенчатый рельеф, отличающийся, однако, более высоким уровнем. Здесь доминируют верхняя ступень с отметками 310—330 м, которая отвечает меловой поверхности выравнивания. Средняя ступень — 250—260 м, покрытая галечниками, очевидно, соответствует плиоценовой поверхности. Нижняя ступень — дно долин, врезанных в позднеплиоценовый пенеплен на глубину 110—115 м.

Еще южнее — между устьями Нижней Терси и Кандалепа в районе Терсинского поднятия тектонические перестройки эпохи позднего плейстоцена особенно сильно отразились на развитии террас Томи. Если высокие III и IV террасы развиты исключительно на левобережье Томи, то низкие — I и II, а также пойма только на правобережье. Томь от Новокузнецка до Нарыкских гор течет в субмеридиональном направлении. Согласно закону Бэра, силы Кориолиса должны были бы прижать реку к правому борту, однако развитие низких террас исключительно на правобережье говорит о том, что в позднем плейстоцене появились силы, которые нарушили классическое равновесие. Этой силой мог быть только рост в верхнем плейстоцене восточного крыла Терсинского поднятия. В результате русло Томи начало мигрировать на запад, подмывая левый борт и оставляя на правом берегу низкие террасы.

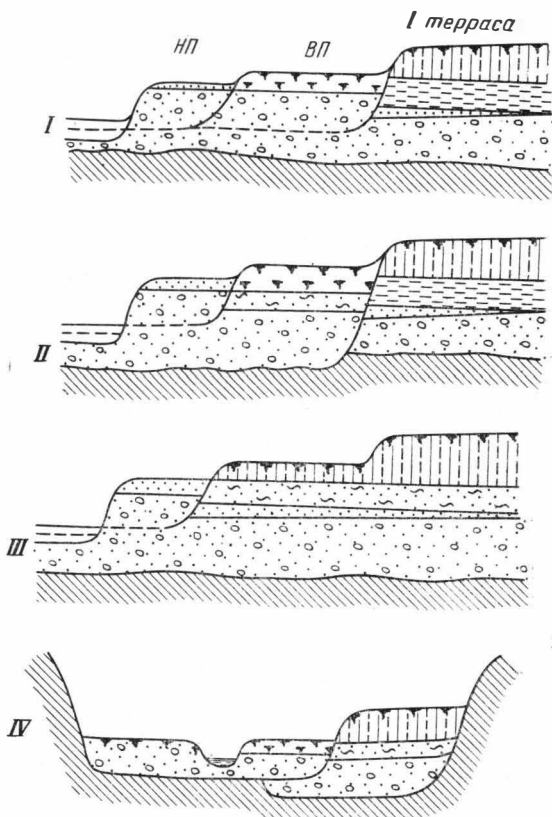
Этап современного преобразования рельефа

В голоцене климат начал окончательно приобретать современный характер. Несмотря на отступление ледников, в смежных горах заметного уменьшения влажности не произошло. Видимо, мало изменилась и водообильность рек — один из важных рельефообразующих факторов.

Для большей части Кузнецкой котловины, за исключением южного — пригорношорского и восточного — приалатауского районов, голоценовая эпоха характеризуется опусканием, что особенно отчетливо видно на взаимоотношении сформированной в голоцене поймы с позднечетвертичными низкими террасами. По Томи, Кондоме, в низовьях Терсей и по

Рис. 17. Примеры взаимоотношения первой террасы, высокой и низкой поймы на реках Кузнецкой котловины

I — высокая пойма вложена в террасу (низкая пойма примыкает к высокой пойме, галечниковый горизонт единый); *II* — высокая пойма с цоколем ниже подошвы террасы (низкая пойма вложена в высокую пойму); *III* — высокая пойма образована за счет размыва террасы (низкая пойма вложена в террасу); *IV* — тот же случай, что и в примере *I* (видно, что пойма имеет цоколь выше подошвы террасы)



Или пойма вложена в *I* террасу с очень неглубоким ее размывом. Мелкие притоки этих рек в голоцене начали деградировать: ручьи теряют свои русла в болотах пойм и низких террас, их долины очень сильно заболачиваются, склоны выполаживаются. Более крупные реки сильно меандрируют в широких плоских, сильно заболоченных поймах.

Наиболее дифференцированная голоценовая неотектоника проявилась в присалаирской части Кузбасса, включающей «Инской залив» и Присалаирскую депрессию. Заметна она и в центральном районе — в поле развития осадков юры Центральной мульды. Если принять, что график, построенный по современному тальвегу, отражает голоценовую тектонику, то сравнение продольных профилей рек Бунгарапа, Чесноковки, Северной Уньги и Ини (в верховьях) говорит о неодинаковой тектонической активности различных районов Центральной мульды. Так, продольные профили Сев. Уньги и Ини предельно спокойны. Даже прорезание хребта Каракан не изменило продольного профиля последней. То, что пойма Ини в этом районе очень неглубоко вложена в *I* террасу в купе с пологим продольным профилем, говорит об опускании северо-западной части Центральной мульды в голоцене (рис. 17). Несколько иной характер имеют продольные профили рек восточной части этого района. Так, график продольных деформаций Бунгарапа, построенный по методике Л. С. Сетунской (1959) и Н. Г. Волкова (1961), указывает на незначительное поднятие северо-восточной части Центральной мульды в голоцене.

Как показали графики продольных профилей и продольных деформаций рек Тарсьмы, Ура, Бачата и Абы, пересекающих структуры присалаирского района вкрест простирания, эта часть Кузнецкой котловины в течение позднего плейстоцена и голоцена испытывала колебательные движения. По р. Малый Бачат молодое поднятие отчетливо видно в районе сел. Семушкино и Шанда. Далее на север оно хорошо отразилось на резком изменении направления течения р. Ур с широтного на меридиональное в районе деревень Бедарево — Сартакова — Устюжанино. Еще севернее, погружаясь под четвертичные отложения, это поднятие все-таки достаточно отчетливо видно по изменению течения р. Хомути-

ки с северо-восточного на юго-западное. Голоценовые блоковые перемещения по тектоническим швам заметны и по коленообразным изгибам Хомутинки, расположенным в пределах поймы в ее верхнем течении.

Повышенная сейсмичность отдельных районов Кузнецкой котловины указывает на то, что эпейрогенические движения продолжают здесь и донныне. Очевидно, наиболее подвижно Кузнецкое Присалаирье, где в последнее столетие отмечено три землетрясения (1898, 1903 и 1966 гг.) силой до 7 баллов с эпицентром у Новокузнецка (Жалковский, Моисеенко, 1966). Тем не менее по современному рельефу трудно с уверенностью говорить о поднятии этой территории. Даже в наиболее сейсмичном Новокузнецком районе почти нет молодых оврагов. Большая часть ручьев — притоков Томи — теряется в болотах на ее пойме и низких террасах. Следов молодого вреза нет ни на Томи, ни на ее притоках.

Совершенно иное положение на северо-восточном Присалаирье.

График продольного профиля р. Касьмы позволяет говорить, что тектонический шов, по которому Кузбасс граничит с Салаиром, продолжает жить. Молодое поднятие в долине Касьмы начинается в полосе развития осадков ильинской и ерунаковской свит в районе деревень Мусохраново и Торопово близ границ с девонскими и карбоновыми структурами северо-восточного Присалаирья. Современным поднятием, очевидно, и объясняется выведение на дневную поверхность осадков непинской свиты на этом участке реки.

Необходимо отметить, что в то время как Салаирский кряж в течение позднего плейстоцена и голоцена поднимался, район, непосредственно примыкающий к Тыргану, вероятно, опускался. Ширина полосы опускания увеличивается с северо-запада на юго-восток, соответственно чему ширина долины р. Абы в Прокопьевском районе равна 5 км. Это, очевидно, связано с тем, что Салаирские структуры надвигаются на Кузнецкую котловину и пришовная часть, испытывающая максимальную нагрузку, подминаясь, прогибается. Депрессия, которая образуется в этом районе, используется отдельными участками рек Ура и Бачат и их притоками.

К современной эпохе Иня достигла уровня предельного равновесия и пришла к стадии зрелости. Небольшое одностороннее поднятие левобережного района началось, вероятно, совсем недавно. Так, в отрезке между деревнями Байрак и Еремино Иня оставила спрямленное, хорошо выработанное русло и переместилась по пойме на 2,5—3,0 км к северу. Омоложение Ини, которое выразилось в свежих следах эрозии, ее перемещении в пределах поймы и I террасы и выработке своей долины с вовлечением в этот процесс правых притоков, отмечалось И. П. Максимовым в 1953 г. Оттеснение современного русла Ини на север и восток, признаки современной деградации Атанаева озера и ряд других фактов указывают на то, что присалаирская часть Кузбасса, на окраине которой протекает Иня, вновь начинает подниматься.

Таким образом, присалаирский район характеризуется интенсивной четвертичной и современной тектоникой, в значительной степени отразившейся на формировании современного рельефа. Наиболее подвижна зона сопряжения салаирских и кузбасских структур. Здесь преобладают поднятия, амплитуда которых убывает с удалением от Салаирского кряжа.

Рельеф северной и северо-западной частей Кузнецкой котловины также усложнен под влиянием четвертичной тектоники. Конфигурация современной речной сети, характер продольного и поперечного профилей речных долин указывают на то, что образование рельефа этой части территории шло под знаком непрерывного поднятия начиная по крайней мере со среднего-позднего плейстоцена. Наиболее отчетливо эти поднятия проявились в долинах Томи и Ини, которые, пересекая дугообразные

линейные складки Колывань-Томской складчатой зоны, образуют антецедентные долины. Притомьколыванская часть котловины испытывала блоковое ступенеобразное поднятие значительной амплитуды, что отразилось в конфигурации долин рек, которые на границах ступеней нередко поворачивают под прямым углом. На фоне этого поднятия выделяются довольно крупные блоки опускания. Так, современному опусканию на водоразделе Большого и Малого Корчуганов отвечает впадина в палеозойском фундаменте, заполненная осадками миоцена, плиоцена и нижнего-среднего плейстоцена общей мощностью до 70 м, причем мощность коры выветривания здесь достигает 82 м. Небольшие блоковые опускания, соответствующие западинам в домезозойском рельефе, видны в среднем течении р. Бугородской (приток Бол. Корчугана) и в верховьях р. Ключевой (приток Тыхты).

Анализируя сохранность и мощность коры выветривания и четвертичных отложений, можно прийти к выводу, что в плейстоцене наибольшее поднятие испытал район, прилегающий к Абышевскому куполу и долине Томи, а также отдельные участки Барзасского поднятия и Томь-Яйского водораздела. Здесь кора выветривания сохранилась в виде небольших пятен на вершинах водоразделов, причем нередко от размыва сохранились только нижние ее части. Четвертичные отложения небольшой мощности представлены здесь покровными верхнечетвертичными и современными суглинками и редко — осадками нижнего-среднего плейстоцена.

Врез современной речной сети в позднеплиоценовый пенеплен на севере и северо-западе Кузнецкой котловины очень невелик. Максимальная разница высот от меженного уровня Томи до поверхности позднеплиоценового пенеплена 140 м, а в долине Ини 90—100 м. Еще меньше современный речной врез на севере, где палеозойские структуры погружаются под мезозойские и кайнозойские осадки Чулымо-Енисейской впадины.

КУЗНЕЦКОЕ НАГОРЬЕ

Кузнецкое нагорье представляет собой сравнительно невысокое сложно построенное горное сооружение, расположенное к северу от Алтая и Западного Саяна. Оно включает Кузнецкий Алатау, Горную Шорию, Бийскую гриву и северную и среднюю части Абаканского хребта. С востока и запада нагорье граничит с Кузнецкой, Минусинской и Чулымо-Енисейской котловинами. Наибольшие высоты расположены в центральной части нагорья, в истоках Томи и Большого Ююса, где находится горный массив Тигертыш с высотами более 2000 м. К северу высоты постепенно уменьшаются, составляя у северной оконечности страны всего 315 м абс. высоты.

Предгорья исследуемой территории расположены в степной зоне, ландшафт же самого нагорья может быть определен как горнотаежный, причем в связи с вертикальной зональностью хвойно-лиственные леса пониженных частей переходят выше в хвойные (пихтово-кедрово-еловые). В наиболее высоких частях расположена область альпийских лугов.

При написании очерка авторы старались использовать все доступные им печатные и рукописные материалы. Некоторые материалы были представлены сотрудником Института геологии и геофизики СО АН СССР А. И. Лаврентьевым, которым, в частности, было предложено для исследуемой территории название Кузнецкое нагорье, включающее перечисленные выше орографические элементы рельефа (Лаврентьев, 1967), и которому авторы приносят свою признательность.

РЕЛЬЕФ

Общий облик Кузнецкого нагорья определяется преобладанием низких водоразделов, над которыми возвышаются отдельные вершины, горные узлы и хребты среднегорного типа. Взаимодействие сложных неотектонических движений с речной деятельностью привело к значительному расчленению рельефа. Последнему способствовало также сложное геологическое строение нагорья, в пределах которого выходят породы, весьма различно противостоящие денудации: от изверженных пород и кристаллических сланцев до глин и песков.

В пределах нагорья удается выделить лишь несколько четких орографических единиц значительной протяженности: Бийскую гриву с главной вершиной — горой Кубез (1554,9 м); Абаканский хребет с рядом крупных вершин, из которых наиболее высокой в пределах нагорья является гора Б. Культайга (1867,0 м); Косинский хребет с горой Березовой или Уйбатской (1142,8 м); Батеневский кряж с горой Хазыргон (1249,1 м). Значительно более характерны для рельефа Кузнецкого нагорья отдельные изолированные вершины, возникающие как следствие избирательной денудации или дифференцированных неотектонических движений, такие, как горы Пухтаскыл (1818,0 м), Патын (1627,2 м),

Б. Таскыл (1448,0 м) и многие другие. Нередко встречаются также группы вершин, образующие единые изолированные массивы. Самый крупный массив нагорья Тигертыш представляет собой узел нескольких коротких горных цепей. Максимальные отметки высот в пределах нагорья имеет гора Верхний Зуб (2179,5 м), расположенная в пределах Тигертышского массива, а также безымянная вершина сравнительно небольшого по площади горного массива, находящегося близ Тигертыша (2219,0 м).

В средней части Кузнецкого нагорья многочисленны следы былой деятельности ледников: кары, небольшие трого и морены, каровые и моренные озера. Отметки, на которых лежат альпийские формы рельефа, закономерно повышаются к югу и востоку, что является следствием уменьшения влажности в этом направлении. Современных ледников в пределах Кузнецкого нагорья нет, но поверхности плоских вершин — таскылов — большую часть года покрыты снегом, который в западинах не стает и летом. На северных и северо-восточных склонах наиболее высоких гор довольно часто встречаются пятна многолетнего слоистого фирна. Их нижняя граница расположена на абсолютных отметках около 1300 м. Видимо, с летующими снегами связан процесс современного карообразования.

Для нагорья характерно асимметричное строение со сдвинутым к западу главным водоразделом. Более короткий юго-западный склон довольно круто обрывается в сторону Кузнецкой котловины, уступом высотой 300—600 м, очертания которого в плане достаточно просты. Северо-восточный склон более извилист, так как отроги нагорья далеко вдаются в Минусинскую котловину, то образуя довольно крутой уступ до 400 м, то полого снижаясь к подножью. Причиной асимметрии нагорья может являться не только неравномерное неотектоническое поднятие, но и неодинаковое опускание соседних котловин: окраина Кузнецкой котловины (320—380 м абс. высоты) лежит гипсометрически значительно ниже окраины Минусинской котловины, имеющей отметки 500—600 м (Суслов, 1947). Реки нагорья принадлежат бассейнам Оби, Енисея и бессточному бассейну Центральной Азии. Асимметричное строение нагорья отчетливо проявляется в характере долин. Реки, текущие на северо-восток, имеют широкие, хорошо разработанные долины с меньшим уклоном продольного профиля и повсеместно развитыми аллювиальными сложениями. Долины рек юго-западного склона имеют более крутые продольные профили; реки текут иногда по коренным породам, образуя небольшие пороги и перепады. Поперечный профиль долин близок к V-образному, указывая на недавнюю активизацию врезки. Активность рек юго-западного склона помимо асимметричности нагорья объясняется более высокой влажностью этого района. Так, средний сток с бассейнов рек западного склона (Усы у г. Междуреченска и Средней Терси у с. Монашка) равен соответственно 1499 и 1515 мм, в то время как с бассейнов рек такого же порядка на восточном склоне (р. Урюп у с. Изындаево и р. Белого Июса у разъезда Красный Июс) всего 201 и 321 мм.

Как уже упоминалось, Кузнецкое нагорье разделяет различные по истории развития тектонические элементы: Чулымо-Енисейскую депрессию, Кузнецкую и Минусинскую котловины и Ненинско-Чумышскую предгорную впадину. Чулымо-Енисейская депрессия, где развиты мезозойские осадки, на протяжении большей части третичного и четвертичного периодов обладала тенденцией к поднятию небольшой амплитуды. Минусинская котловина утратила способность к прогибанию с конца пермского периода. Кузнецкая котловина активно прогибалась на протяжении триасового и юрского времени; в меловой период прогибание сменилось небольшим поднятием. Третичный возраст наиболее древних

отложений Ненинско-Чумышской впадины свидетельствует о наиболее позднем ее заложении по сравнению с названными выше.

Вполне естественно, что отмеченное различие в тектоническом режиме окружающих нагорье структур не могло не сказаться на истории развития Кузнецкого нагорья, что в свою очередь проявилось в морфологических его особенностях, а также в распространении и условиях залегания мезозойских и кайнозойских осадков. Части нагорья, примыкающие к котловинам, отличаются выположенным низкогорным рельефом, широким развитием выровненных поверхностей, поднятых на различную высоту. Наиболее низкими абсолютными отметками характеризуются северные и северо-восточные части нагорья, примыкающие к Кузнецкой и Чулымо-Енисейской котловинам и орошаемые реками бассейнов Яи, Кии, Урюпа. Значительные площадки здесь заняты ровными поверхностями, лежащими в интервале абсолютных высот от 250 до 500 м. На водоразделах хорошо сохранилась кора выветривания аллитного и каолинового типов. Над выровненной поверхностью возвышаются отдельные вершины останцовых гор до 800—850 м абсолютной высоты.

Центральная часть нагорья и южная часть Горной Шории характеризуются значительно более высоким, резко расчлененным рельефом, большая часть которого представлена среднегорьем. Реликты выровненных поверхностей сохранились здесь гораздо хуже; они расположены на высотах в 1100—1300 м. Над ними возвышаются довольно многочисленные отдельные вершины, горные узлы и небольшие по протяженности хребты с высотами до 2100 м. Массив Тигертыш также расположен в центральной части нагорья.

Наиболее характерной чертой рельефа нагорья является его ярусность, которую отмечали почти все исследователи (А. Р. Бурачек, С. Г. Мирчинк, А. С. Кириллов и др.). Наиболее широкое развитие имеет поверхность, которую принято называть пенепленом. Ее абсолютные отметки колеблются от 400—500 м в северной до 1200—1300 м — в центральной части нагорья. Над ним возвышаются отдельные горы и хребты, вершинный уровень которых (около 2000—1800 м в центральной части нагорья) составляет верхнюю ступень рельефа. Самым низким является уровень, вложенный в пенеплен и приуроченный к долинам рек и низким водоразделам. Площадки этого уровня приподняты в настоящее время на 100—200 м над днищами долин. Наиболее широко он распространен в северной части нагорья, где и был описан впервые в 1941 г. А. Р. Бурачком и С. Г. Мирчинк, назвавшими его еланским уровнем.

РЫХЛЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Рыхлые отложения Кузнецкого нагорья представлены осадками мезозойского и кайнозойского возраста. Первые тяготеют к северной части нагорья. Среди них выделяются средне- и верхнеюрские аргиллиты и глины; нижнемеловые пестроцветные пески и глины илекской и кийской свит, верхнемеловые — галечники и пески симоновской свиты. Отложения кийской свиты бокситоносны. С верхнемеловыми отложениями связана наиболее ранняя россыпная золотоносность нагорья. Отложения кийской и симоновской свит в значительной части представляют собой первичные коры выветривания либо продукты их переотложения. Третичные отложения нагорья представлены песчано-глинистой толщей олигоцена, развитой на севере окраины нагорья (в Кельбесском районе) и разноокрашенной (красной, бурой, желтой) галечниковой и глинистой толщей неогена. Палеогеновые отложения представлены осадками новомихайловской подсвиты, неогеновые — низами кочковской свиты.

Осадки неогена развиты шире палеогеновых. Кроме северной части нагорья они встречаются на юго-западной окраине его (бассейн р. Лебедь), а также на западном склоне. Залегают они на коре выветривания различного возраста на водоразделах и на поверхности высоких террас. Вблизи коренных источников галечники неогена обладают высокой золотоносностью. Палеогеновые отложения представляют собой кору выветривания, тогда как осадки неогена являются в значительной степени продуктами размыва и переотложения палеогеновых и более древних кор.

Четвертичные отложения имеют в Кузнецком нагорье повсеместное распространение. Они представлены аллювием террас и долин ранне-, средне- и позднечетвертичного возраста, бурыми покровными суглинками, покрывающими все пологие формы рельефа, и ледниковыми отложениями, тяготеющими к центральным частям нагорья.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Начало геологического изучения Кузнецкого нагорья относится к 40-м годам прошлого столетия и связано с богатством края россыпным золотом. Однако систематическое изучение нагорья началось лишь с 1900 г., когда вышла работа И. П. Толмачева с геологическим и орографическим описанием центральной части Алатау. В настоящее время геологическое строение нагорья изучено довольно детально. Появился ряд сводных работ, из которых необходимо отметить работы Я. С. Эдельштейна, В. А. и Ю. А. Кузнецовых, А. Л. Додина и других, касающиеся вопросов стратиграфии, тектоники и магматизма.

Значительно хуже обстоит дело с изучением геоморфологии и рыхлых отложений нагорья. Лишь в 30-х годах текущего столетия в связи с развитием теории геоморфологии, а также приближением ее к вопросам практики горнодобывающей промышленности, появились работы, посвященные проблемам формирования рельефа и рыхлых отложений Кузнецкого нагорья и сопредельных территорий. Наиболее значительными из них являются работы Е. В. Шумиловой (1934) и К. В. Радугина (1934) по террасам Томи, Б. Ф. Петрова (1939) о корях выветривания и бурых суглинках Кузнецкого Алатау, В. К. Монича (1937) по геоморфологии Кузнецкого нагорья, а также работы А. Р. Бурачека и С. Г. Мирчинк, в которых рассматриваются вопросы развития рельефа северной части нагорья и работа Ю. П. Казакевич и З. Н. Шваревой (1950), в которой освещаются проблемы геоморфологии рыхлых отложений Горной Шории.

В конце 40-х годов вышел из печати курс лекций С. П. Суслова по физической географии Сибири, где Кузнецкому Алатау и Горной Шории посвящены конкретные разделы.

Из работ последнего десятилетия наиболее значительной по своим палеогеоморфологическим выводам является работа В. П. Казаринова (1958) о мезозойских отложениях Западной Сибири. Интересны работы О. П. Добродеева (1965) о корях выветривания Минусинской впадины и ее горного обрамления, Ж. Н. Савиной, Ю. Б. Файнера, В. П. Бурова, посвященные частным и общим проблемам геоморфологии нагорья и сопредельных территорий, а также статьи Ю. П. Казакевич, А. П. Божинского и А. М. Хазагарова, в которых наряду с проблемами развития рельефа рассматриваются вопросы россыпеобразования. Наконец, в 1962 г. вышла сводная монография С. С. Воскресенского «Геоморфология Сибири», в которой определенное место занимает описание Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Большие и очень интересные исследования проводит на этой территории Западно-Сибирское геологическое

управление. Следует отметить работы сотрудников этого управления А. С. Кириллова по бассейну р. Кии, Л. Н. Хариной, составившей геоморфологическую карту северной части Кузнецкого нагорья, Г. С. Сергеева, Ю. Б. Файнера и др.

Общим недостатком проведенных исследований является слабая палеонтологическая охарактеризованность кайнозойских отложений. Это объясняется малым количеством макропалеонтологических находок, изучение же микропалеонтологических остатков характерно лишь для последнего этапа исследования. Результатом слабой изученности стратиграфии мезо-кайнозойских отложений (в частности, кор выветривания) является тот факт, что выделяемые разными авторами периоды расчленения и выравнивания рельефа не совпадают.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ И ОРОГЕННЫЙ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ. МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

Алтае-Саянская горная страна возникла на месте синийско-кембрийской геосинклинальной системы в результате складчатости, основные фазы которой имели в разных частях геосинклинали различный возраст. Кузнецкий Алатау и Горная Шория относятся к зоне кембрийской (салаирской) складчатости, т. е. к зоне ранней стабилизации каледонид. Как и другие части геосинклинали, исследуемая территория все еще переживает орогенный этап развития, сохраняя мобильность до настоящего времени. На протяжении позднегеосинклинального (орогенного) этапа сменяются фазы то менее, то более активных тектонических движений, что приводит к чередованию периодов выравнивания рельефа с периодами горообразования. Об этом свидетельствует характер рыхлых отложений нагорья и прилегающих впадин, коррелятивных определенных этапам развития рельефа.

История развития этой части геосинклинали, по А. Л. Додину (1948), представляется кратко в следующем виде. В протерозое на месте современного Кузнецкого нагорья был глубокий геосинклинальный прогиб, где отлагались сланцы, порфиритоиды и известняки. Прорывающие их интрузии (более древняя — диоритовая и более молодая — гранитная) свидетельствуют о фазе послепротерозойской складчатости. Последняя была, по-видимому, не очень значительна, так как следы стратиграфического перерыва отсутствуют.

В нижнекембрийское время продолжали накапливаться сланцы, известняки и доломиты (иногда водорослевые). Процесс накопления осадочных толщ сопровождался мощными подводными излияниями эффузивов. Мощности осадков свидетельствуют о некотором обмелении бассейна.

Еще более мелководным стало море в конце нижнего и начале среднего кембрия. Этот период характеризовался развитием рифовых фаций и скоплением в отдельных изолированных частях бассейна содержащих марганец карбонатов, давших после интенсивного метаморфизма месторождения марганцевых руд. Наличие известняковых конгломератов в низах среднего кембрия свидетельствует, по мнению А. Л. Додина, о внутрiformационных эпейрогенических колебаниях. В середине среднего кембрия произошло накопление красноцветной вулканогенной осадочной толщи из конгломератов, алевролитов, туфов и сланцев, свидетельствующих о мелководности бассейна. Пачка конгломератов в основании толщи, залегающая с угловым несогласием на более древних отложениях среднего кембрия, свидетельствует об орогенной фазе середины среднего кембрия, когда происходило поднятие континента с отступанием и новым наступанием моря. Конец среднего кембрия озна-

меновался вулканической деятельностью с мощными излияниями андезито-лабрадоровой лавы. В результате накопилась полутораклометровая зеленокаменная толща из основных и средних порфиритов, туфов, сланцев и отдельных пачек известняков, имеющая очень широкое распространение в пределах нагорья.

В верхнем кембрии имела место салаирская фаза складчатости (по В. А. Кузнецову, она датируется концом среднего кембрия) с внедрением интрузий ультраосновных пород. С последними связаны никель, асбест, хромиты и платина.

Отмечая, что в результате салаирской складчатости территория, занятая морем, сильно уменьшилась (в конце кембрия море занимало лишь северо-западную часть Алатау), А. Л. Додин все же считал, что основной фазой складчатости для нагорья была каледонская, прошедшая в начале силура. С каледонскими интрузиями гранитного и гранодиоритного состава связана золотоносность Кузнецкого нагорья, а также, по-видимому, часть железорудных месторождений. К концу верхнего силура, согласно А. Л. Додину, область Кузнецкого Алатау была резко приподнята и представляла собой возвышенную часть суши.

Начало девона ознаменовалось трансгрессией моря и разрывом суши нагорья. Опускание территории, прерванное в конце раннего девона тельбесской фазой тектогенеза с граносениловыми железорудными интрузиями, продолжало нарастать со среднего девона, что привело к наступлению моря и углублению морского бассейна. В середине позднего девона первые мощные фазы герцинского тектогенеза вновь привели к резкому поднятию нагорья. Произошло обособление Кузнецкой котловины от Минусинской и образование Кузнецкого нагорья как самостоятельной тектонической структуры.

В карбоне — снова трансгрессия с отложением мощной толщи известняков и известковистых песчаников. По мнению Я. С. Эдельштейна (1932), девонские и каменноугольные моря не имели характера настоящих геосинклинальных бассейнов, а представляли собой мелководные морские водоемы шельфового типа. На границе карбона и нижней перми Кузнецкое нагорье испытывало новую фазу герцинской складчатости, которая привела к усложнению древних структур и возникновению новых (складчатых и разрывных) среди отложений карбона и перми. А. Л. Додин отметил, что в послекарбоновое время вся область Кузнецкого Алатау представляла высокоприподнятую горную страну, которая вступила в фазу длительной континентальной жизни.

В ранней перми начался разрыв горной страны, который продолжался и в поздней перми. В это время на западной окраине Кузнецкого нагорья накапливались угленосные толщи, представляющие чередование песчаников, сланцев и конгломератов с мощными пластами угля. В конце поздней перми на территории нагорья активно проявилась последняя фаза герцинской складчатости, интенсивно дислоцировавшая пермские отложения. Я. С. Эдельштейн (1932) отметил различие каледонской и герцинской складчатостей: первая — очень напряженная с опрокидыванием складок и напользанием одних на другие; герцинская же — саксонского типа, рамочная, характер которой обусловлен расположением древних массивов.

Сложная геологическая история исследуемого района привела к созданию усложненного антиклинория с докембрийским ядром в пределах томского выступа. Основные тектонические структуры Кузнецкого нагорья были сформированы, по-видимому, уже в период салаирского и каледонского тектогенеза, когда были созданы системы преобладающих простираний (от СЗ 320 до СВ 20—30°). Наиболее крупными структурами являются Усинская, Амзасская, Тузухсинская антиклинали, Назас-

ская куполовидная антиклиналь, Шорская куполовидная складка. Из зон нарушений следует отметить Александровскую, Ташелгинскую, Амзасскую и лежащую на ее продолжении к югу Балыксинскую зоны смятия и Тейскую тектоническую зону. С зонами смятия связано большинство золоторудных и железорудных месторождений района.

Начавшийся в конце палеозоя герцинский тектонический цикл привел к значительным изменениям в структурном плане Кузнецкого нагорья. Особенно резко это проявилось на стыке нагорья с Кузнецкой котловиной. Наряду с возникновением новых пликативных структур герцинский орогенез сопровождался дислокациями, наиболее крупные из которых проходят вдоль границы Кузнецкого нагорья и Кузнецкого бассейна. Отложения карбона в течение герцинского тектонического цикла были местами несколько приподняты и надвинуты на нижнепермские угольные отложения.

В мезозое рельеф Кузнецкого нагорья продолжал развиваться в континентальной обстановке. На его территории происходило, по-видимому, чередование периодов эрозионного расчленения с периодами выравнивания и корообразования. Довольно значительную дислокацию юрских отложений следует объяснять влиянием киммерийского тектогенеза. Последнее крупное региональное выравнивание было, по-видимому, в поздне-меловое — палеогеновое время. Его следы сохранились в современном рельефе.

Нарушение выровненной поверхности неотектоническими движениями при взаимодействии последних с экзогенными процессами привело к созданию современного рельефа. Таким образом, историю развития Кузнецкого нагорья можно разделить на два главных периода. Первый — от начала континентальной жизни до образования мел-палеогеновой поверхности, во время создания которой был почти полностью уничтожен мезозойский рельеф; второй — с конца палеогена до настоящего времени, когда был сформирован современный горный рельеф.

Как уже упоминалось, современные морфоструктуры Алтае-Саянской горной области возникли на месте самого молодого, мезо-кайнозойского пенеплена в результате взаимодействия неотектонических движений с денудацией. Если Алтае-Саянская горная область как часть орогенного пояса Азии представляет геотектуру второго порядка, то Кузнецкое нагорье наряду с другими крупными ее частями является морфоструктурой первого порядка. Она возникла при пологосводовых деформациях поверхности мезо-кайнозойского выравнивания. Взаимодействие одного из сводов с комплексом экзогенных сил обусловило создание Кузнецкого нагорья. Как и у всех крупных морфоструктур, ограниченных большей частью глубинными разломами, очертания Кузнецкого нагорья в значительной степени унаследованы от более древних морфоструктур.

Развитие рельефа нагорья осложнено блоковыми дифференцированными подвижками. Их границы также обусловлены разломами, чаще, однако, поверхностными, чем глубинными, поэтому их структурный план лишь частично связан с более древними геоструктурными планами. Блоковые движения при взаимодействии с экзогенными процессами определяют условия сноса и накопления рыхлого материала в каждом конкретном районе, образуя морфоструктуры второго и более мелкого порядков.

Кузнецкое нагорье включает несколько ярусов рельефа, которые возникли в процессе формирования морфоструктур первого порядка в результате прерывистого характера поднятия свода с неоднократным проявлением процессов педипланиации.

РАЗВИТИЕ ПАЛЕОРЕЛЬЕФА В МЕЗОЗОЕ И РАННЕМ ПАЛЕОГЕНЕ

Обзор представлений

Несмотря на то что исследователи Кузнецкого нагорья и сопредельных территорий располагают в настоящее время по существу одним и тем же фактическим материалом по геоморфологии и стратиграфии рыхлых отложений, выводы, которые ими делаются в отношении количества, характера и возраста основных этапов развития рельефа, в значительной степени различны. Для наглядности приведем данные ряда исследователей.

Е. В. Шумилова (1934): в олигоцене — и миоцене — выравнивание. В плиоцене — разрыв предельной равнины.

В. К. Монич (1937): в верхнем мелу — погружение и выравнивание с образованием кор выветривания латеритного типа. В палеоцене — поднятие и расчленение; с эоцена до миоцена — снова погружение и выравнивание Кузнецкого нагорья; в плиоцене — поднятие и разрыв.

Б. Ф. Петров (1939): в мезозое — погружение и выравнивание с корообразованием; в третичное время — поднятие и разрыв.

А. Р. Бурачек и С. Г. Мирчинк (1942, 1943 гг.): в мезозое — выравнивание с образованием двухступенчатого пенепплена. В настоящее время абсолютная высота отметок ступеней равна 1000—1500 м (таскыльский уровень) и 500—1000 м (кийский уровень). Мезозойский возраст пенепплена определен на основании остатков кор выветривания латеритного облика. В верхнем мезозое и третичном времени — поднятие и расчленение; в раинчетвертичное время — новый этап выравнивания с образованием еланского уровня.

Ю. П. Казакевич и З. Н. Шварева (1950): позднемеловое — палеогеновое выравнивание рельефа, фиксированное корой выветривания каолинового профиля. В миоцене — поднятие и врез гидросети. В начале плиоцена — снова выравнивание с формированием коры выветривания монтмориллонитового типа, которое в верхнем плиоцене сменилось небольшим поднятием и врезом речной сети. В четвертичное время — устойчивые прерывистые поднятия.

В. П. Казаринов (1958): несколько эпох выравнивания и корообразования (верхнетриасовая, верхнемеловая, палеоген-эоценовая, верхнеплиоценовая), разделявшихся эпохами поднятия и расчленения рельефа.

А. М. Хазагаров (1965): от триаса до конца неогена — интенсивное химическое выветривание с несколькими периодами корообразования. К концу неогена Кузнецкое нагорье вместе с соседними территориями представляло выровненное пространство.

О. П. Добродеев (1965): в палеогене — относительная тектоническая стабилизация при расчлененном рельефе; от позднего палеогена до позднего неогена — выполаживание склонов при одновременной блоковой дифференциации рельефа; в конце неогена — поднятие, приведшее к созданию горного рельефа.

Таким образом, у Е. В. Шумиловой и В. К. Монича в олигоцене и миоцене — выравнивание, у В. П. Казаринова, Б. Ф. Петрова, С. Г. Мирчинка, А. Р. Бурачека — расчленение рельефа. У А. М. Хазагарова и В. А. Казаринова в конце третичного времени — выравнивание, у В. К. Монича, Е. В. Шумиловой — расчленение и т. д.

Следует отметить, что такое расхождение во взглядах на возраст и характер основных этапов рельефообразования объясняется, во-первых, недостаточным количеством фактического материала по геоморфологии и стратиграфии рыхлых отложений, во-вторых, недостаточной разработкой ряда вопросов, связанных с механизмом выравнивания, условиями

образования и накопления кор выветривания, а также методикой определения возраста последних.

Для выявления этапов развития рельефа Кузнецкого нагорья необходимо, с одной стороны, исследование поднятых на различную высоту реликтов поверхностей выравнивания, создающих уровень рельефа и свидетельствующих о предыдущих этапах эволюции страны, с другой — изучение стратиграфии и условий формирования мезо-кайнозойских отложений.

Исследователи, работавшие в пределах Кузнецкого нагорья, отмечали уровни рельефа, фиксированные либо выровненными поверхностями, либо близкими гипсометрическими отметками вершин. Впервые они были описаны В. К. Моничем (1937), который для средней части Кузнецкого нагорья (западный склон, район горы Б. Ханым) выделил четыре главных ступени: уровень остаточных гор, представленный вершинами крутых каменистых гольцов с абсолютными высотами до 1850 м; ровную пенеппенизированную поверхность — 1100—1200 м абс. высоты; скульптурную равнину предгорий до 800 м абс. высоты. Последний уровень является первой высотной ступенью, поднимающейся над подножием нагорья. Кроме того, В. К. Монич отметил широкий древний террасовый уступ, расположенный в долинах этой части Кузнецкого Алатау на высоте около 200 м над днищами долин. Позднее этот уступ был детально описан А. Р. Бурачком и С. Г. Мирчинк для северной части Кузнецкого нагорья, где он получил название еланского уровня (1943). Его относительная высота колеблется от 70 до 200 м.

Проанализировав рельеф Алатау, В. К. Монич пришел к выводу, что уровни, выделенные им в средней части, характерны и для других частей нагорья, причем в наиболее пониженных частях нагорья их отметки уменьшаются на 400—600 м. С учетом колебаний высот уровней в различных частях нагорья В. К. Монич привел следующие интервалы абсолютных высот для четырех выделенных им уровней:

- I—1000—2100 м—уровень остаточных гор
- II— 500—1200 м—пенеппен
- III— 300—800 м—предгорная скульптурная равнина
- IV— 230—700 м—подножье Алатау

Имея, вероятно, погрешности в определении интервалов уровней, что можно выяснить лишь при детальном изучении этого вопроса, эта схема дает принципиально правильное представление о строении рельефа. В частности, система достаточно близких к данным В. К. Монича уровней выделяется на профилях, составленных З. Н. Шваревой и проходящих через различные части Кузнецкого нагорья, хотя отметки уровней на них имеют некоторое несовпадение с отметками уровней В. К. Монича (рис. 18). Таким образом, наличие нескольких уровней в рельефе Кузнецкого нагорья — факт бесспорный. Однако сам по себе он свидетельствует лишь о том, что Кузнецкое нагорье в период формирования рельефа пережило не менее одного этапа выравнивания. Было ли это выравнивание единственным, предшествующим формированию современного рельефа, или было несколько таких этапов, каков был механизм формирования выровненных поверхностей и их дислокаций, а также каков был возраст этапов выравнивания — невозможно решить без тектоно-геоморфологического и стратиграфического анализов.

Тектоно-геоморфологический анализ с этой целью для территории нагорья почти не проводился и представляет задачу следующего этапа исследования. На основании имеющихся материалов можно лишь предполагать, что уровень рельефа нагорья вряд ли объясняется дизъюнктивной дислокацией единой выровненной поверхности, так как границы уровней в большей части не совпадают с тектоническими

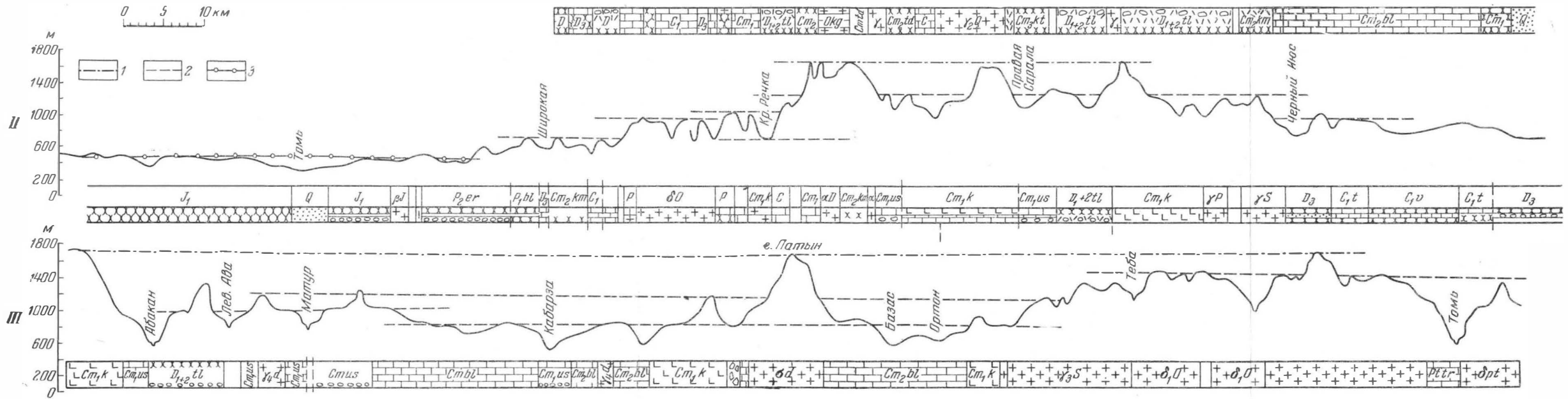
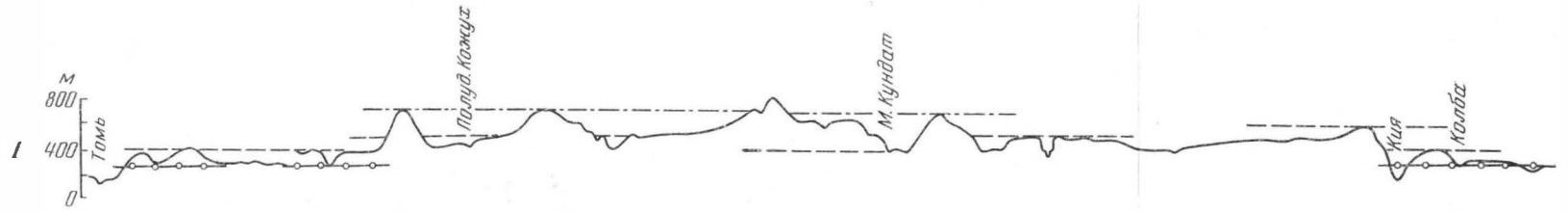
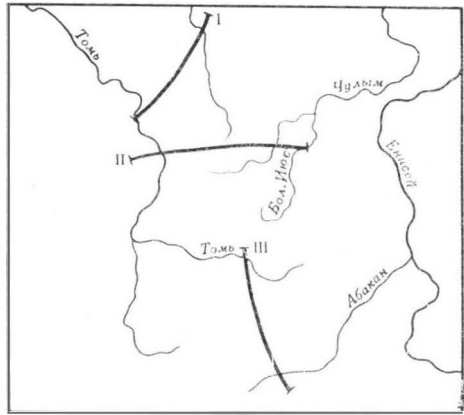


Рис. 18. Профили рельефа Кузнецкого нагорья (по линиям I, II, III. Составлена З. П. Шваревой. Геологические сведения даны по А. Л. Додину и др.)

1 — уровень раннемелового (?) выравнивания; 2 — ступени позднемелового — палеогенового выравнивания; 3 — уровень неоген-раннечетвертичного выравнивания (еланский уровень)

швами. Скорее можно предполагать связь границ с литологическим строением, так как в ряде случаев (но опять-таки не всегда) сохранность реликтов более высоких уровней территориально связана с выходом на поверхность более стойких к денудации пород. Особенно заметна роль литологии при изучении распространения низкого еланского уровня, который, по нашему мнению, связан с распространением менее стойких к денудации пород.

Таким образом, геоморфологические данные свидетельствуют скорее в пользу разновозрастности поверхностей выравнивания, фиксирующих различные по высоте уровни рельефа нагорья.

По-видимому, следует допустить возможность не только процессов пенеplanation, с которыми, возможно, связано образование поверхности верхнего уровня остаточных гор, но и педипланации, формирующей более молодые уровни.

Стратиграфия мезозойских и палеогеновых отложений

Мезозойские отложения, известные в Кузнецком нагорье, относятся к юрской и меловой системам.

Юрские отложения развиты вдоль северо-восточной окраины Кузнецкого нагорья, местами обнажаясь на поверхности (в пределах Ампалькской впадины), местами участвуя вместе с нижнемеловыми осадками в строении грабен (в пределах Алчедатской впадины). Юра представлена отложениями среднего и верхнего отделов. В составе их значительную роль играют плотные голубовато-серые аргиллиты, переполненные конкрециями марказита, и глины различной окраски (белой, коричневой); в подчиненном количестве развиты прослои угля и песка.

Меловые отложения представлены илекской и кийской свитами нижнего мела и симоновской свитой верхнего мела.

Илекская свита развита вдоль северо-восточной окраины нагорья, где она местами погребена под толщей более молодых осадков (Троицкий грабен). Эта очень своеобразная пестроцветная (зелено-красная) свита песчано-алевролитового состава, представляющая, по данным Е. В. Шумиловой (1964), фацию обширных предгорных равнин, расположенных в переходной зоне между аридным и гумидным климатом, некогда, очевидно, покрывала и северо-восточные склоны нагорья, но впоследствии почти всюду была размыва. Троицкий грабен, расположенный на северо-восточном склоне нагорья, вытянут в меридиональном направлении от широты Черного озера до ст. Яя. Грабен заполнен осадками юры и илекской свиты нижнего мела общей мощностью 150 м. Характер осадков указывает на более обширное их распространение. Стенки грабена отвесные, что подтверждает его тектоническую природу. Грабен погребен под осадками кийской и симоновской свит, имеющих более широкое распространение.

Кийская свита, представленная каменными и рыхлыми бокситами и пестроцветными глинами, известна непосредственно на территории Кузнецкого нагорья и его северной части (Кельбесский район), а также в бассейне Северного Кожуха. Согласно представлениям Ю. П. Казакевича и Е. А. Преснякова, подтвердившимся поисково-разведочными работами, бокситы приурочены к полям развития мраморов докембрия, образующим несколько вытянутых в субмеридиональном направлении полос, чередующихся с полосами развития осадков кембрия.

Симоновская свита, представленная галечниками с песчано-глинистой выполняющей массой, лучше изучена на крайнем северном высту-

пе нагорья — в Кельбесском районе. Осадки свиты здесь залегают на пестроцветной коре выветривания коренных пород; на северо-восточном склоне Кузнецкого нагорья они залегают местами на породах юрского возраста (Ампалыкский залив), местами на породах иллекской свиты (Троицкий грабен). Помимо Кельбесского района, верхнемеловые отложения развиты и в других частях Кузнецкого нагорья, прилегающих к Чулымо-Енисейской депрессии. Так, А. А. Зенкова отметила на водоразделе рек Северного Кожуха и Осиповки (приток Томи) на абсолютной высоте 400 м галечники, белые кварцевые пески и глины, залегающие под бурыми суглинками. Галечники состоят из хорошо окатанной гальки, кварца и кремнистых пород. О широком развитии верхнемеловых железистых песчаников в бассейне р. Ургадата и на водоразделе рек Суразова Мурюка и Б. Чебулы сообщил А. С. Егоров. Ю. П. Казакевич отметила верхнемеловые галечники на водоразделе ручьев Федотовского и Б. Кожуха.

В Горной Шории к мезозойско-третичному возрасту К. В. Радугин отнес: белые глины в долине р. Шалым у пос. Средний Шалым на абсолютной высоте 500 м; пестроцветные глины Шерегешевского железорудного месторождения, залегающие на абс. высоте 600—650 м; желтые глины, обнажающиеся у дороги из пос. Б. Таз в пос. М. Каз на абсолютной высоте 500 м; пестрые глины в выемке железной дороги в 6 км к юго-востоку от рудника Темир-Тау на абсолютной высоте 500 м.

Вопрос об условиях залегания пород симоновской свиты в пределах нагорья не имеет однозначного решения. На опубликованных геологических картах показано плащеобразное залегание осадков этой свиты. Согласно же исследованиям Ю. П. Казакевич, отложения симоновской свиты имеют линейное развитие и отлагались в долинах древних рек, одна из которых была прослежена на современном водоразделе рек Еденис и Н. Суэта. Отложения залегают на абсолютных высотах от 250 до 320 м, местами цоколь их вскрыт современными реками. По данным исследований М. П. Нагорского, в составе глинистой фракции песков симоновской свиты содержится значительное количество каолинита. Широко распространены в составе отложений симоновской свиты также горизонты железистых и марганцовистых конгломератов и песчаников. Их цементация, по-видимому, является эпигенетической и связана с выносом железа грунтовыми водами из месторождений железных руд палеозойского возраста.

Третичные отложения в пределах Кузнецкого нагорья распространены слабо. Степень их изученности позволяет выделять здесь лишь осадки палеогеновой и неогеновой систем, не расчлняя детальнее.

Палеогеновые отложения, объединенные в новомихайловскую свиту, отмечаются в Кельбесском районе. По данным структурного бурения, приведенным в отчете Г. С. Сергеева за 1963 г., на водоразделе рек Золотого Китата и Ян, южнее устья р. Алчедат, на коре выветривания залегают отложения палеогена, представленные кварцевыми песками и желтыми глинами. Отложения перекрыты местами местными глинами неогена, местами — бурыми суглинками четвертичного возраста. К палеогену Г. С. Сергеев отнес также толщу кварцевых песков, содержащих прослойки каолинистых глин, вскрытую карьером у поселка Кировского в правом склоне долины р. Осиповки, притока Алчедата. Мощность отложений достигает здесь 30 м.

Описывая меловые и нижнепалеогеновые отложения южной части Западной Сибири, В. П. Казаринов справедливо отметил, что они в значительной степени представлены либо корами выветривания, образованными на коренных породах (часть кийской свиты), либо продуктами пе-реотложения кор с наложением затем нового процесса корообразования,

приведшего к образованию параэлювия (симоповская и новомихайловская свиты).

Поскольку эпохи образования кор выветривания, как и эпохи их размыва и переотложения, отвечают определенным тектоно-геоморфологическим и биоклиматическим этапам формирования и эволюции ландшафта, характер и возраст кор выветривания Кузнецкого нагорья рассмотрим подробнее.

Прежде всего уточним понятие «кора выветривания». Это необходимо по той причине, что в последнее время наметилась тенденция расширения этого понятия с включением почвы, а иногда и вообще всех субаэральных континентальных образований (Добродеев, 1965). Не вдаваясь в дискуссию, отметим, что, согласно представлениям Б. Б. Полянова (1934) и других, под корой выветривания понимается геологическое тело, образующееся при достаточно длительном воздействии на материнские породы процессов химического и физического выветривания в определенных тектоно-геоморфологических и биоклиматических условиях.

В отношении биоклиматического фактора при корообразовании существенных разногласий среди исследователей нет. То обстоятельство, что коры выветривания могут возникать лишь в условиях промывного водного режима, дает основание утверждать, что образование их происходило лишь в гумидных лесных зонах тропического, субтропического и умеренного поясов. Естественно, что растительность, скрепляющая наносы и препятствующая их движению, также является положительным фактором в процессе образования кор: если в условиях выровненных поверхностей это не имеет существенного значения, то на очень пологих склонах этот фактор может оказаться решающим.

Тектоно-геоморфологический фактор корообразования является более дискуссионным. Прежде всего необходимо установить, какому тектоническому этапу развития территории отвечает этап корообразования. Интересные материалы по этому вопросу содержатся в статье В. Н. Разумовой и Н. П. Хераскова (1963).

В отличие от В. П. Казаринова, который связывает корообразование с концом геосинклинального накопления, В. Н. Разумова и Н. П. Херасков считают, что образование достаточно мощных кор происходит в начале платформенного этапа, предшествуя образованию осадочного чехла. Рассматривая горы Южной Сибири как часть платформы, авторы, по-видимому, распространили на эту территорию выводы о корях выветривания платформенных частей, для которых характерно образование лишь одного мощного горизонта кор, ограниченного во времени появлением осадочного чехла.

По нашему мнению, приведенная выше характеристика не соответствует имеющимся данным о корях выветривания в горах Южной Сибири. Прежде всего время образования мощной коры выветривания здесь не так легко определяется в виду отсутствия осадочного чехла, ограничивающего во времени процесс корообразования. Вряд ли можно также говорить об однократном образовании коры выветривания, поскольку в стратиграфических разрезах впадин Алтае-Саянской горной страны зафиксировано несколько горизонтов переотложенных кор, входящих в состав отложений разного возраста.

Как уже отмечалось, мы считаем, что Алтае-Саянская горная страна в тектоническом отношении не является частью платформы, а представляет собой область незавершенного орогена. С этих позиций мы согласны с В. П. Казариновым, допускающим существование в горах Южной Сибири нескольких разновозрастных эпох интентного корообразования.

В упомянутой выше статье В. Н. Разумовой и Н. П. Хераскова имеется место, которое наводит на мысль, что авторы отделяют горные пояса от платформенных областей. Так, говоря о корях выветривания

геосинклинальных областей, авторы пишут: «Необходимо отметить, что коры выветривания, известные в эрогенных складчатых зонах (например, в Средней Азии), не относятся к этому типу, т. к., по-видимому, возникли за время платформенной стадии развития этих областей». Из этой цитаты можно заключить, что кроме платформенных и геосинклинальных областей авторы выделяют эрогенные складчатые зоны. Однако этот тип структур земной коры и связанные с ним коры выветривания отсутствуют в классификации, предложенной В. Н. Разумовой и Н. П. Херасковым.

Второй проблемой, связанной с тектоно-геоморфологическим фактором корообразования, является выяснение геоморфологической обстановки во время образования кор выветривания.

До недавнего времени считалось, что образование мощных кор выветривания может происходить лишь в условиях выравнивания страны, где отсутствует фактор переотложения материала и продукты выветривания могут непрерывно накапливаться. Этим взглядом придерживался и В. П. Казаринов, который выделял в Южной Сибири столько периодов пепленизации, сколько разновозрастных горизонтов кор выветривания удалось обнаружить в отложении мезо-кайнозойского возраста (Казаринов, 1958).

Однако с развитием представлений о генезисе кор выветривания выяснилось, что мощные горизонты их могут образовываться лишь при достаточно глубоком стоянии уровня грунтовых вод, т. е. при хорошо дренируемом расчлененном рельефе. В связи с этим некоторые исследователи (Добродеев, 1965, и др.) стали синхронизировать корообразование лишь с расчлененным рельефом, допуская образование и накопление кор на крутых склонах, защищенных от денудации лесной растительностью.

Таким образом, один и тот же горизонт коры выветривания приводит различных исследователей к противоположным палеогеоморфологическим реконструкциям. С точки зрения одних кора выветривания синхронна этапу тектонического покоя и выравнивания рельефа, других — тектонической активности и расчленения. Нам представляется, что оба эти крайние взгляда не полностью соответствуют действительности. Мы разделяем представления В. Н. Разумовой и Н. П. Хераскова (1963), которые считают, что необходимой предпосылкой для корообразования является выравнивание рельефа при стабильной тектонической обстановке. Однако при высоком стоянии грунтовых вод, характерном для ненарушенных пепленов, мощность возникающих на их поверхности кор будет невелика. Для образования мощных кор выветривания необходимо глубокое стояние грунтовых вод. Это возможно при поднятии и расчленении пеплена. При этом непременным условием для образования кор выветривания является наличие в рельефе реликтов выровненных поверхностей. Лишь на них могут возникать мощные коры выветривания; ни о каком накоплении кор в условиях крутых склонов, по нашему мнению, не может быть речи.

Итак, маломощные коры могут быть синхронны этапу выравнивания, мощные — лишь начальному этапу активизации движения, поднятию и расчленению выровненной поверхности. И в том, и в другом случае выравнивание — необходимая предпосылка корообразования. Следовательно, с позиций современных представлений мощные коры, лежащие на какой-либо поверхности выравнивания, всегда моложе образования этой поверхности. Они синхронны времени начала ее дислокации и расчленения. Переотложенные же коры выветривания, фиксируемые во впадинах, синхронны, по-видимому, даже не этапу расчленения пеплена, когда на широко распространенных реликтах поднятых поверхностей только еще накапливаются толщи кор, а последующему этапу даль-

нейшей активизации тектонических движений, когда одновременно с уничтожением реликтов выровненных поверхностей продукты разрушения коры выветривания сносятся во впадины.

Очень большое значение в образовании кор выветривания различного типа имеет фактор времени. Естественно, что за один и тот же период времени процесс выветривания пойдет тем глубже, чем благоприятнее будут для него условия. Это положение легло в основу учения о климатической зональности кор выветривания (Докучева, 1899). В тропических условиях возникают коры латеритного типа, в субтропических — каолинового, в условиях влажного умеренного климата средних широт — монтмориллонитового. Эта закономерность позволяет определять климаты прошлого по характеру ископаемых кор. Однако, с точки зрения единого процесса выветривания (Полынов, 1934), дело обстоит несколько иначе. Огромное значение Б. Б. Полынов придавал фактору времени. Мы вполне согласны с О. П. Добродеевым (1965), который, опираясь на учение Б. Б. Полынова, утверждает, что характер выветривания в условиях лесных гумидных зон тропического, субтропического и умеренного пояса имеет только количественные различия, т. е. при той же направленности различается только темпами выветривания. Естественно, что при такой постановке вопроса подходить к палеоклиматическим реконструкциям на основании ископаемых кор следует чрезвычайно осторожно.

Подводя итог сказанному выше, можно сделать вывод, что для образования достаточно мощных кор выветривания нужны следующие условия:

1) гумидный и теплый климат, обеспечивающий промываемость горизонта корообразования и достаточную активность процессов выветривания;

2) обстановка поднятого сравнительно слабо, но достаточно глубоко расчлененного пенепплена с обширными реликтами поверхностей выветривания. Это, с одной стороны, обеспечивает низкое стояние уровня грунтовых вод, дающее возможность образовывать мощную толщу кор выветривания, с другой — создает благоприятные условия для сохранения и накопления продуктов выветривания на выровненных поверхностях;

3) достаточно длительное время сохранения первых двух условий, причем время находится в прямой связи с климатическим фактором. Чем благоприятнее климат (т. е. чем он влажнее и теплее), тем меньшее время требуется для образования толщи кор выветривания одной и той же мощности.

Образование мощных кор выветривания, залегающих инсисто, запаздывает по отношению ко времени образования тех выровненных поверхностей, на которых они залегают, и синхронно этапу поднятия и расчленения последних (началу расчленения). Возраст же перестроенных кор синхронен этапу дальнейшего активного поднятия и уничтожения реликтов поднятых пенеппленов.

По характеру (типу) реликтовой коры выветривания можно судить о палеоклимате только лишь с учетом длительности процесса образования отложений, так как при разном климате в различные по длительности отрезки времени могут образоваться сходные типы кор выветривания, и наоборот.

Изучением кор выветривания исследуемого района и сопредельных с ним территорий занималось сравнительно небольшое количество исследователей. Из них следует особенно отметить В. П. Казаринова, Б. Ф. Петрова, Ю. П. Казакевич, О. П. Добродеева и некоторых других.

Выше уже упоминалось, что коры выветривания имеют распространение как в пределах самого нагорья (в первичном залегании), так и в прилегающих к нему впадинах (переотложенные коры).

В. П. Казаринов (1958), изучая мезокайнозойские отложения Западной Сибири, установил за этот промежуток времени несколько эпох корообразования. Возраст наиболее мощных кор определяется им как триасовый, верхнемеловой и нижнепалеогеновый (палеоцен-эоценовый). Менее мощные коры выветривания фиксируются им в юре, нижнем меле и неогене (миоценовая и плиоценовая коры). При палеогеографической реконструкции эпохи образования кор сопоставляются В. П. Казариновым с периодами тектонической стабилизации и выравнивания рельефа.

Непосредственно в пределах Кузнецкого нагорья коры выветривания имеют достаточно широкое распространение. Б. Ф. Петров (1939), изучая коры выветривания в бассейнах рек Кондымы и Мундыбаша, а также в районах рудников Тельбеса и Таштагола, пришел к выводу о повсеместном распространении кор выветривания начиная от абсолютной высоты 400—420 м и выше, исключая лишь обнаженные денудационные отдельные вершины. Ниже 400 м кора выветривания не встречается.

Коры выветривания широко распространены также в северной и северо-восточной частях Кузнецкого нагорья, в Кельбесском районе, где на водоразделах и склонах под слоем бурых суглинков всюду распространены пестроцветные глины мощностью от 3 до 40 м. В северо-западной части нагорья процессами выветривания в значительной степени затронуты коренные породы на территории бассейнов рек Кии, Яи и Золотого Кита. Таким образом, для северной, северо-западной и юго-западной частей Кузнецкого нагорья можно говорить о площадном распространении кор выветривания. В остальной части нагорья распространение их носит главным образом линейный характер и связано с крупными дизъюнктивами, вдоль которых выветривание распространяется до глубины 50—60 м (прииск Балыкса, по данным А. М. Хазагарова, 1965).

Состав кор и их возраст до настоящего времени изучены недостаточно. Стратиграфия меловых и нижнетретичных отложений Кузнецкого нагорья позволяет условно говорить о двух этапах формирования кор химического выветривания на территории нагорья в течение мел-палеогенового времени: раннемеловом, когда формировалась кора аллитного профиля, и позднемеловом — раннепалеогеновом с формированием коры выветривания каолинового профиля.

С этапом раннемелового выветривания связано отмеченное выше образование бокситовых месторождений кийской свиты, сохранившихся в карстовых западинах. Весьма вероятно, что большая часть кор выветривания на водоразделах в Кельбесском районе относится к этому времени.

Кора выветривания каолинового профиля в основном известна в виде параэлювия на осадках симоновской свиты верхнего мела и нижнемихайловской свиты палеогена, представленных галечниками и песками кварцевого состава; в тонкой фракции этих пород главная роль принадлежит каолиниту.

В период орогенной стадии развития территории процесс корообразования имел место неоднократно. Однако не все периоды корообразования были одинаковы: они отличались, по-видимому, как по длительности, так и по степени благоприятности условий. В Кузнецком нагорье последним периодом регионального корообразования был, по-видимому, тот, в который образовались мощные толщи кор каолинового профиля. Поскольку времени образования этих кор предшествовал период последнего регионального выравнивания территории, что явилось исходным этапом образования современного рельефа, остановимся на изучении отложений этого периода несколько подробнее.

Вопрос о возрасте кор выветривания каолинового типа нельзя пока считать окончательно решенным. На основании того, что наиболее мощ-

ные коры каолинового типа представляют собой, по-видимому, параэлювий верхнемеловых (симоновской свиты) и палеогеновых (михайловской свиты) отложений, можно судить лишь о нижней возрастной границе этих кор, которая, естественно, будет не ниже верхнего мела — палеогена. О. П. Добродеев (1965), изучавший эволюцию процессов выветривания в кайнозойе на территории Минусы и ее горного обрамления, пришел к выводу, что начиная с позднего мела существовал лишь один период, в который накапливались непереоглаженные коры каолинового типа — позднемеловой, олигоценовой. Основанием для такой датировки служит сопоставление кор исследуемой территории с корами соседних районов (Казахстана, Алтая, Енисейского кряжа), где возраст сходных кор установлен с большой точностью, а также определение М. П. Гричук неогенового спорово-пыльцевого спектра в отложениях, перекрывающих остаточные коры выветривания. Свои выводы О. П. Добродеев подкрепляет, кроме того, ссылкой на наблюдения В. П. Казаринова (1958) об обогащении осадков эоценового западносибирского моря кремнеземистыми продуктами, что свидетельствует о существовании и размыве в эоцене коры выветривания.

О. П. Добродеев отметил, что большие мощности, автоморфность, монолитность профиля выветривания, постоянное присутствие минералов группы каолинита, а также общий минералогический состав свидетельствуют о зрелости кор этого возраста. В противоположность этому состав и характер распространения более молодых продуктов выветривания позволяют предполагать, что они являются продуктами переотложения верхних горизонтов палеогеновых кор. Именно в этих переотложенных корях М. П. Гричук обнаружила пыльцу и споры неогенового возраста.

История развития палеорельефа

Проанализировав тектоно-геоморфологические и стратиграфические данные, кратко рассмотрим этапы развития рельефа Кузнецкого нагорья в период от последней фазы герцинской складчатости до последнего в истории нагорья регионального выравнивания.

Триасовые отложения на исследуемой территории отсутствуют. Однако на основании материалов, приводимых В. П. Казариновым для соседних районов, можно предполагать, что и в Кузнецком нагорье триас в значительной части являлся периодом корообразования. «Можно полагать, что, очевидно, к концу триаса Западная Сибирь в большей своей части представляла обширный пенеппен, в условиях которого образовалась одна из наиболее мощных в мезозое формаций коры выветривания: (Казарнов, 1958, стр. 250). Однако мощные коры выветривания, относимые В. П. Казариновым к триасу, возникли, по-видимому, при поднятом и расчлененном пенеппене. Следовательно, в течение триаса было не только выравнивание рельефа, положившее начало корообразованию, но и поднятие выровненной поверхности, когда в условиях поднятого пенеппена (горного плато) при расчленении в несколько сот метров могла образоваться мощная толща продуктов выветривания.

Юрские отложения в пределах нагорья развиты слабо, обнажаясь лишь вдоль северо-восточной окраины в пределах впадин или грабен. Коры выветривания юрского возраста неизвестны не только в пределах нагорья, но и в сопредельных территориях. В. П. Казаринов допускает, что в течение юрского периода создавались иногда условия для образования структурного элювия (следы его обнаружены, например, в отложениях Чулымо-Енисейской впадины), но в целом юра является периодом горообразования и дифференциации рельефа вследствие начальных фаз тихоокеанского тектогенеза. В результате на месте выровненной, а

затем поднятой и расчлененной триасовой поверхности (рельефа горного плато) возникла снова горная страна.

В отношении раннемелового времени мы располагаем более определенными сведениями. Отложения иллекской свиты заканчиваются в пределах соседней Чулымо-Енисейской впадины неозэлювием, на который ложатся каолинистые бокситоносные глины кийской свиты. Последние прекрасно представлены в Кельбесском районе Кузнецкого нагорья. Часть отложений кийской свиты В. П. Казаринов считал осадками времени образования коры выветривания, другую часть рассматривал как переотложенные продукты выветривания, отметив, что мощность нижнемеловой каолинистой бокситоносной коры выветривания гораздо меньше триасовой коры. По-видимому, в данном случае можно говорить о раннемеловом выравнивании рельефа, так как не особенно мощная кора выветривания нижнемелового возраста могла образоваться в условиях сравнительно высокого уровня стояния грунтовых вод, свойственного странам со слабо расчлененным рельефом. Как уже было упомянуто, с корой выветривания этого возраста в Кузнецком нагорье связаны бокситовые месторождения.

Верхнемеловые отложения (симоновская свита) ложатся с размывом на нижележащие отложения. В нижней части свита представлена галечниками и продуктами переотложения нижнемеловой коры выветривания, которые отлагались в обстановке расчлененного рельефа. Это свидетельствует о том, что в конце нижнего мела на смену выравниванию снова пришла эпоха тектонической активности, связанная с одной из фаз тихоокеанского тектогенеза. Можно предполагать, что реликты раннемеловой поверхности выравнивания сохранились в современном рельефе в виде вершинного уровня с абсолютными отметками 1800—1850 м для центральной части нагорья (см. рис. 19, 20).

Выше по разрезу до палеогена включительно наблюдается чередование неозэлювия и переотложенных кор выветривания, причем процессы выветривания заходили часто так глубоко, что захватывали нижележащие переотложенные продукты выветривания. Изучая осадки этого возраста на территории Западной Сибири, В. П. Казаринов отметил, что для них характерны в общих чертах следующие взаимоотношения: «Верхние горизонты верхнемеловой толщи во всех разрезах превращены в неозэлювий, известный в пределах Чулымо-Енисейской впадины и в других районах Западной Сибири под наименованием кварцево-каолинистой толщи. Местами, как, например, по реке Кии, процессы формирования неозэлювия так глубоко проникли в толщу верхнемеловых осадков, что захватывают даже их самые нижние горизонты, сложенные переотложенными продуктами формации коры выветривания. Местами на неозэлювии сохранился горизонт пестроцветных осадков образования формации кор выветривания. Во всех известных разрезах выше неозэлювия и пестроцветных осадков залегают переотложенные продукты формации коры выветривания, относящиеся к самым верхам верхнего мела и низам палеогена» (Казаринов, 1958, стр. 252).

На этих переотложенных корах снова формировался неозэлювий — уже раннетретичного возраста. Судя по находкам листовой флоры, это также кварцево-каолиновая толща, относящаяся к датско-палеоценовому времени (верхи сымской свиты). В пределах Чулымо-Енисейской впадины типичный разрез с корой выветривания на верхнемеловых — нижнетретичных отложениях, вскрытых в Антибесском песчаном карьере близ северной окраины Кузнецкого нагорья у г. Мариинска. В. П. Казаринов пришел к выводу, что по мощности структурного элювия и красноцветных осадков нижнепалеогеновая формация коры выветривания является наиболее мощной в мезо-кайнозое Западной Сибири.

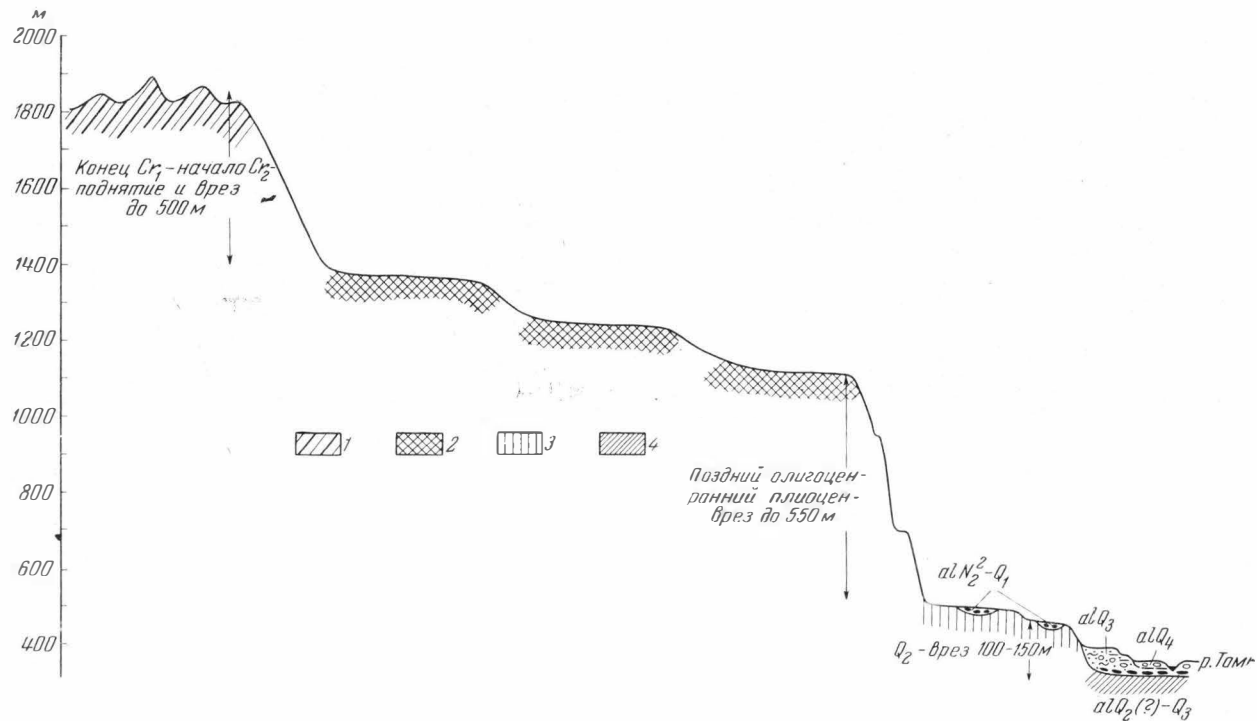


Рис. 19. Схема строения рельефа центральной части Кузнецкого нагорья

1 — раннемеловая (?) поверхность выравнивания (вершинный уровень), абс. высота 1800—1900 м; 2 — позднемеловая — раннеолигоценовая поверхность выравнивания с локально сохранившейся корой выветривания, абс. высота 1100—1400 м; 3 — неоген-раннечетвертичная поверхность выравнивания (еланский уровень), абс. высота 450—500 м; 4 — коренное ложе долин

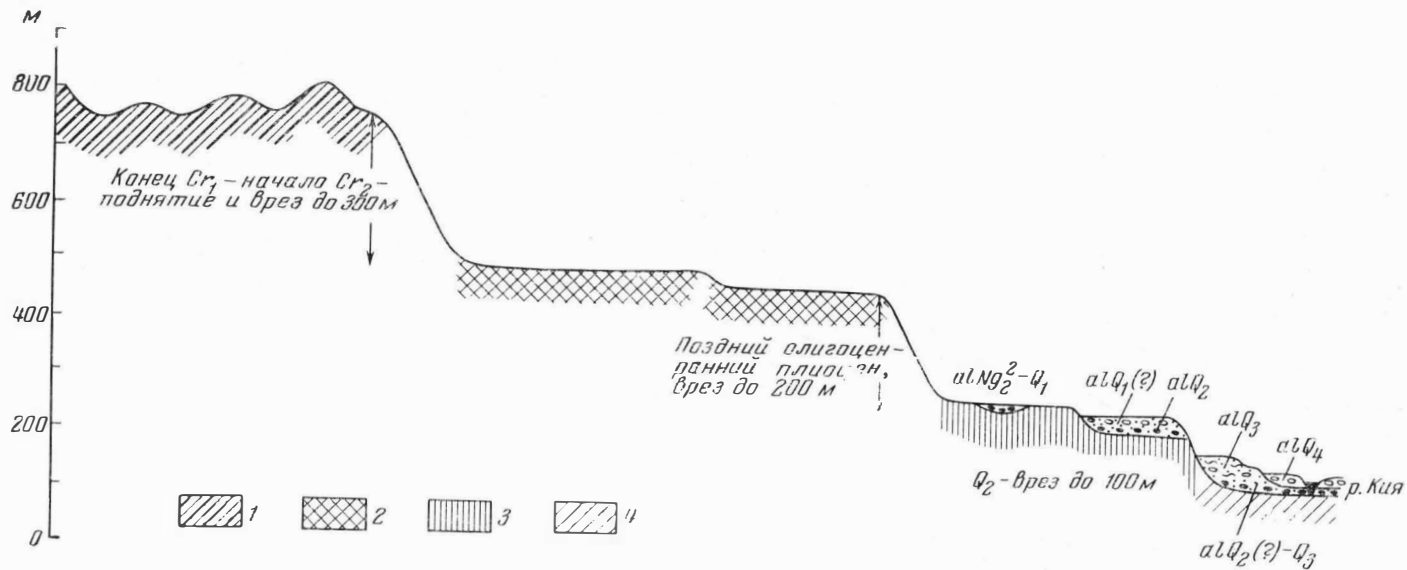


Рис. 20. Схема строения рельефа северной части Кузнецкого нагорья

1 — раннемеловая (?) поверхность выравнивания (вершинный уровень), абс. высота 700—800 м; 2 — позднемеловая-раннеолигоценная поверхность выравнивания с локально сохранившейся корой выветривания, абс. высота 400—500 м; 3 — неоген-раннечетвертичная поверхность выравнивания (еланский уровень), абс. высота 240—280 м; 4 — коренное ложе долины

Итак, поздний мел и ранний палеоген характеризовались чередованием этапов корообразования с этапами их размыва и переотложения. Рассмотрим, какова была в то время тектоно-геоморфологическая обстановка. Прежде всего отметим, что коры выветривания этого возраста сохранились на реликтах выровненной поверхности в современном рельефе. Абсолютные отметки этой поверхности, которую принято называть пенепленом, колеблются от 500—400 м на севере до 1100—1400 м в центральной части нагорья, что объясняется характером деформации выровненной поверхности при последующем сводовом поднятии. Поверхность пенеплена осложнена тремя (местами двумя) ступенями рельефа, абсолютные отметки которых в наиболее высокой части нагорья колеблются в пределах 1100—1250 и 1400 м (см. рис. 18).

Недостаточное количество фактического материала, особенно в отношении характера и возраста кор выветривания на разных ступенях выровненной поверхности Кузнецкого нагорья, не позволяет детально восстановить тектоно-геоморфологическую обстановку позднемелового — палеогенового времени. Однако характер отложений, по нашему мнению, свидетельствует о том, что в течение всего этого времени рельеф развивался по типу неоднократной педипланации при общем преобладании во времени периодов тектонической стабилизации и выравнивания рельефа. Происходило чередование периодов выравнивания и накопления кор выветривания определенной мощности с периодами поднятия и расчленения пенепленов, когда на поднятых поверхностях выравнивания формировались мощные коры, а в прилегающих районах — толщи красноцветов и переотложенных кор.

В результате была сформирована в общем выровненная страна, состоящая вместе с тем из нескольких ступеней рельефа педипленов. Возраст их тем моложе, чем они ниже, однако формирование их всех укладывается в интервал времени от позднего мела до раннего палеогена. Таким образом, можно предполагать, что за рассматриваемый отрезок времени, т. е. за время формирования мощной толщи первичных (а местами переотложенных) кор выветривания каолинового профиля, территория нагорья испытала не только стабилизацию тектонических движений и выравнивание рельефа, но, по-видимому, и неоднократные поднятия, сравнительно кратковременные и небольшие по амплитуде (100—150 м), приведшие к созданию ступеней в рельефе поверхности. Как упоминалось в разделе о морфоструктурном анализе, наличие ступеней можно рассматривать как следствие тектонического нарушения единой поверхности выравнивания. Однако нам кажется, что при таком толковании трудно объяснить определенные закономерности в рельефе поверхности выравнивания различных частей нагорья, заключающиеся в примерно одинаковом количестве ступеней (2—3) и уменьшении их высот от центра нагорья к периферии.

Рассматривая тектоно-геоморфологическую обстановку времени последнего регионального выравнивания Кузнецкого нагорья, уместно остановиться на высказываниях по этому вопросу О. П. Добродеева (1965), изучавшего эпоху образования палеогеновой коры выветривания в Минусе и ее горном обрамлении. Отмечая, что палеогеновые коры формировались в условиях хорошего дренажа, он считал, что глубина расчленения рельефа при их формировании должна быть не менее нескольких сот метров.

По-видимому, О. П. Добродеев не совсем ясно представлял тектоно-геоморфологическую обстановку, благоприятную для образования мощных кор выветривания. Как уже указывалось нами, отнюдь не любой расчлененный рельеф с низким стоянием уровня грунтовых вод благоприятен для мощного корообразования, а лишь рельеф поднятых пенепленов (или педипленов) т. е. рельеф горного плато, обеспечивающий

не только образование, но и накопление продуктов выветривания в условиях поднятых ровных поверхностей. На исследуемой территории такое горное плато верхнемелового — нижнепалеогенового возраста включает, по нашему мнению, несколько (до трех) уровней разновозрастных педипленов. За время формирования этого плато страна была приподнята в общем на высоту от 100—150 до 250—300 м, с нарастанием амплитуды поднятия от периферии к центральной части нагорья.

Сочетание длительной тектонической стабилизации и выравнивания рельефа, с поднятием небольшой амплитуды и слабым расчленением поднятых поверхностей обусловило в верхнемеловое — нижнепалеогеновое время благоприятные тектоно-геоморфологические условия для образования мощных кор выветривания. Достаточно благоприятны были и климатические условия. Следует отметить, что каолиновый профиль коры выветривания этого возраста, сходный с профилем коры выветривания влажных тропиков, наводил исследователей на мысль о влажном и жарком климате этого времени в рассматриваемой части Западной Сибири (Монич, 1937). Однако это предположение противоречило материалам, полученным при изучении ископаемых растительных остатков этого возраста, свидетельствующим об умеренном влажном климате с господством листопадной флоры. Выше мы упомянули, что кажущееся противоречие между характером кор и климатом вполне объяснимо с позиций представлений Б. Б. Полюнова о едином процессе выветривания. В данном случае климат, не совсем благоприятный (в тепловой части характеристики) для образования каолиновых кор выветривания, компенсировался значительной длительностью процесса, протекавшего в чрезвычайно благоприятных тектоно-геоморфологических условиях (преобладающего выравнивания с небольшими поднятиями и несильным расчленением поднятых поверхностей).

Последнее, что следует отметить при описании этого периода, — характер образования экзогенных полезных ископаемых. Исследованиями Ю. П. Казакевич установлена золотоносность верхнемеловых долин, пересекающих Кузнецкую зону глубинного разлома. Меловые россыпи обрабатывались на отдельных участках (руч. Никольский, вершина руч. Солнечного). Золото верхнемеловых отложений обладает рядом особенностей: оно хорошо окатано, свободно от сростков, преобладает мелкое пластинчатое золото с диаметром золотинок менее 0,2 мм. Таким образом, если наиболее ранние, очень слабо изученные следы россыпной золотоносности Кузнецкого нагорья связаны с бокситоносными толщами нижнего мела, то в аллювиальных отложениях верхнего мела мы впервые встречаем промышленные россыпи золота. Последующий размыв этих отложений способствовал обогащению металлом неогеновых и четвертичных золотоносных россыпей.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА В ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВОЕ И ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

Обзор существующих представлений

Начало изучения истории развития рельефа Кузнецкого нагорья в неоген-четвертичное время было положено В. К. Моничем в 1937 г. Однако его схема, насчитывающая множество оледенений и межледниковых эпох, не подкрепленная палеонтологическим материалом, в значительной степени устарела. Гораздо больший интерес, по нашему мнению, представляет схема развития рельефа нагорья, представленная С. Г. Мирчинк и А. Р. Бурачеком в 1942—1943 гг.

Изучая бассейн р. Кип (северная часть Кузнецкого нагорья), эти исследователи пришли к выводу, что в формировании современного рельефа нагорья на месте регионально развитой поверхности выравнивания можно выделить два этапа. Первый охватывает конец третичного и начало четвертичного времени. Это этап слабого тектонического поднятия и начального расчленения пенеплена, когда формировались неглубоко врезуемые с пологим продольным профилем долины, широкие днища которых сохранились в современном рельефе в виде наиболее высоко поднятых реликтов древней гидросети. Этот уровень, получивший у авторов название еланского, имеет широкое распространение в Кузнецком нагорье и включает две эрозионные ступени. Относительные высоты их колеблются соответственно от 50 до 80 м и от 90 и 140 м. Отложения террас еланского уровня представлены красноватыми и рыжевато-желтыми галечниками. Климат, по предположению авторов, был в то время влажным и жарким. Поскольку на севере развиты обе террасы еланского уровня, а в южной части — одна верхняя, С. Г. Мирчинк и А. Р. Бурачек допускали, что тектонические движения в южной части были более интенсивными. Ко времени формирования еланского уровня относится заложение ряда неотектонических впадин, в которых накапливались перетолженные продукты выветривания. На границе этого и следующего этапов происходили крупные изменения в плане гидросети (Мирчинк, 1947).

Второй этап — от среднечетвертичной эпохи до современности — этап активных тектонических движений и расчленения рельефа. В этот период образовались долины и террасы современных рек: в среднечетвертичное время — комплекс высоких террас, в позднечетвертичное — комплекс низких террас. К концу среднечетвертичного времени С. Г. Мирчинк и А. Р. Бурачек относят оледенение, связанное с общим похолоданием, хотя и отмечают, что его следы в бассейне р. Кип ими не обнаружены.

Более поздние исследования внесли в эту схему поправки и дополнения, а также подкрепили ряд ее положений новым фактическим материалом.

В этом плане представляют интерес работы А. С. Кириллова по бассейну Кип, Ю. П. Казакевич и З. Н. Шваревой по Горной Шории, О. П. Добродеева по Минусинской впадине и ее горному обрамлению. В работах А. С. Кириллова (см. следующий раздел главы) приводятся сведения по геоморфологии северной части нагорья и, в частности, описание отложений террас Кип в районе пос. Желтушка.

Ю. П. Казакевич и З. Н. Шварева, изучив в начале 50-х годов геоморфологию и рыхлые отложения Горной Шории, выделили следующие этапы развития рельефа этой территории в неоген-четвертичное время.

1. Миоцен. Оживление тектонических движений и расчленение рельефа, доказательством чего служат высокие эрозионные уступы, расположенные выше поверхности с верхнеплиоценовой корой выветривания.

2. Плиоцен. Вначале — выравнивание с формированием коры выветривания монтмориллонитового типа; в позднем плиоцене — небольшой врез и заложение долин верхнеплиоценовой гидросети с пестроцветными галечниками. Рельеф, судя по распространению галечников, был довольно выположенным.

3. Четвертичный период. Прерывистое интенсивное поднятие, обусловившее в ранне-, средне- и позднечетвертичное время врез гидросети и образование пяти уровней террас. Наличие коры выветривания гидрослюдистого профиля, относимого Ю. П. Казакевич к раннечетвертичному времени, свидетельствует о некоторой стабилизации неотектонических движений в начале четвертичного периода.

Отсутствие палеонтологической датировки отложений приводит к некоторой условности выводов о возрасте отдельных уровней рельефа, однако общие представления Ю. П. Казакевич и З. Н. Шваревой о периодах стабилизации и активизации в рельефообразовании близки к взглядам С. Г. Мирчинк и А. Р. Бурачека. Вместе с тем дополнительный материал, собранный ими по рыхлым отложениям, в частности по корам выветривания, позволяет ввести в схему С. Г. Мирчинк и А. Р. Бурачека некоторые изменения, связанные с установлением периодов выравнивания в неогеновое и нижнечетвертичное время.

О. П. Добродеев (1966) установил, что по границе Минусы и Восточного Саяна на остаточных палеогеновых корях залегают с размывом красно-бурые, иногда пестроцветные глины, в которых М. П. Гричук определила пыльцу растений неогенового возраста. Характер залегания этих глин и вещественный состав позволяют считать их продуктами переотложения палеогеновых кор выветривания. Характерной чертой отложений является их карбонатность. На западных склонах горных систем, примыкающих к Минусинской котловине, и в частности на западных склонах Кузнецкого нагорья, согласно данным О. П. Добродеева, лежат красно-бурые некарбонатные почвы или ожелезненные и омарганцованные галечники. Отсутствие в этих отложениях карбонатов кальция и малоустойчивых минералов позволяет считать, что в конце неогена (возможно, в начале плиоцена) выветривание снова стало происходить инситу. Наконец, сверху все эти отложения с размывом перекрываются коричнево-бурыми покровными глинами, возраст которых О. П. Добродеев определил как нижнечетвертичный. По наблюдению О. П. Добродеева, они распространены в западной части Восточного Саяна и Кузнецкого нагорья в интервале 400—700 м абс. высоты, достигая на пологих склонах и плоских водоразделах мощности до 20 м. Выше указанных границ покровные глины сменяются грубообломочными отложениями, ниже — озерными. О. П. Добродеев считал, что постоянство свойств покровных глин (однородность окраски, структуры, сложения, химического и минералогического составов, отсутствие слюистости, минералов тяжелой фракции, автоморфность) может быть объяснено лишь эоловым их происхождением. К средне- и позднечетвертичному времени О. П. Добродеев отнес грубообломочную кору выветривания монтмориллонит-гидролюдистого типа.

Анализ отложений и выявление изменения характера выветривания и денудации во времени позволили О. П. Добродееву сделать следующие палеогеографические выводы о неоген-четвертичном времени: в начале неогена имела место аридизация климата, связанная с отступанием олигоценового моря к северу вследствие начавшегося поднятия гор Южной Сибири. Невысокие горы не могли служить климатическим барьером, и аридизация усиливалась под влиянием климата Центральной Азии. Лесная растительность деградировала, а степная еще не успела получить развитие: это вело к усилению плоскостной денудации, что в свою очередь обусловило переотложение продуктов выветривания и понижение рельефа. К концу неогена оформляются достаточно высокие хребты и на западных более влажных склонах снова появляется лесная растительность, способствовавшая благодаря уменьшению интенсивности склоновой денудации образованию верхнеплиоценовых кор выветривания. О. П. Добродеев отмечает, что для неогенового времени характерны блоковые дифференцированные движения, при которых в районах опускания сохраняются палеогеновые коры и накапливаются продукты их переотложения, а в местах поднятия продукты выветривания начисто уничтожаются. В раннечетвертичное время на восточных склонах Кузнецкого нагорья были аридные и полуаридные условия. Тонкий карбонатный материал переносился ветром и отлагался на западных скло-

пах, где карбонаты выщелачивались в условиях более влажного климата и лесного почвообразования. Накопление довольно мощной толщи бурых покровных суглинков на западных склонах хребтов свидетельствует о слабой денудации, что объясняется развитием лесной растительности. Изменение красного цвета, присущего палеогеновым и неогеновым отложениям, на коричнево-бурый цвет раннечетвертичных покровных суглинков свидетельствует, по мнению О. П. Добродеева, об изменении климата в сторону похолодания. В средне- и позднечетвертичное время рельеф продолжал быть резким и дифференцированным. Меньшее количество влаги и слабое развитие лесной растительности на восточных склонах по сравнению с западными приводили к образованию более грубообломочных отложений на водоразделах и склонах.

Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений

Отложения неогеновой системы далеко не всегда датированы точно; иногда их возраст определен предположительно, иногда они не отделены от нижнечетвертичных отложений.

К неогеновому времени относят аллювий VI (180—200 м) и V (160—170 м) террас Кии. Неогеновые отложения распространены также в юго-западной части нагорья, в бассейне Лебеди, где они приурочены к водоразделам и высоким эрозионно-аккумулятивным террасам.

Отложения представлены глинами разнообразной окраски (красно-бурой, сине-зеленой, черной, коричневой) и пестрыми галечниками то охристо-желтыми ожеженными, то красно-бурыми (по цвету суглинистой заполняющей массы); галька, за исключением кварцевой и кварцитовой, обычно сильно разрушена, иногда до степени дресвы. С галечниками этого возраста связана промышленная золотоносность. Г. С. Сергеев, Ю. Б. Файнер и другие к неоген-четвертичным отложениям относят отложения кочковской свиты, развитые на водоразделах и наиболее высокие террасах рек Кузнецкого нагорья. Широкое распространение имеют эти отложения в Кельбесском районе на водоразделах рек Алчедат, Золотой Китат, Яя.

Неогеновые и неоген-четвертичные отложения залегают местами на песках нижнемихайловской подсвиты, местами на галечниках и песках симоновской свиты верхнего мела, местами на коренных породах. Палеонтологически отложения охарактеризованы слабо. В синхронных им комплексах спор и пыльцы обнаружено сочетание элементов теплолюбивой флоры с флорой умеренных влажных лесов, свойственной позднему плиоцену. В составе глин, а также заполняющей массы галечников большую роль играют монтмориллонит и бейделлит.

Четвертичные отложения в Кузнецком нагорье подразделяются на ранне-, средне-, позднечетвертичные и голоценовые. Однако выделение возрастных групп, кроме позднечетвертичных, палеонтологически обосновано слабо и имеет в значительной степени условный характер.

Особенно сложно обстоит дело с выделением раннечетвертичных отложений. Принято считать, что эти отложения имеют широкое развитие на территории Кузнецкого нагорья. К ним относятся аллювиальные осадки комплекса средневисотных террас (в частности, нижний горизонт галечников на четвертой 120-метровой террасе Кии у пос. Желтушка), а также отложения древних долин, реликты которых обнаружены на поверхностях выравнивания западного склона нагорья на абсолютных отметках 800 м (бассейн Нижней Терси) и 500—600 м (вершина р. Галовки).

Представлены отложения галечниками бурых, желтых и красных оттенков. Преобладает полимиктовый состав галек, причем последние нередко разрушены выветриванием до дресвы и глины. Местами галечники содержат промышленные концентрации золота.

В бассейне Лебеди Ю. П. Казакевич относит к раннечетвертичным отложениям красно-бурые глины и выветрелые галечники, содержащие окатыши этих глин; упомянутые отложения участвуют в строении рыхлой толщи высоких террас, а также встречаются на водоразделах, **перекрывая красноцветные галечники неогена. Характерной чертой описываемых отложений является преобладание в легкой фракции гидрослюд.**

Нам представляется, что к раннечетвертичным отложениям следует относить также сильно ожелезненные и выветрелые галечники, вскрытые в карьере прииска Канзас (верхняя часть бассейна р. Мрас-Су) в основании рыхлой толщи.

Следует отметить, что лишь в одном месте, на 120-метровой террасе Кии у пос. Желтушка, ожелезненные галечники с сильно выветрелой галькой перекрыты отложениями, содержащими кости млекопитающих хазарского комплекса (определение В. И. Громова). Литологическое отличие костеносного горизонта от нижележащих галечников дает основание определить возраст последних как раннечетвертичный. В остальной же части нагорья основанием для отнесения отложений к раннечетвертичному времени служит литолого-минералогическая общность характеристики: обихренность галечников, слабая сохранность гальки и обилие гидрослюд в легкой фракции отложений. Естественно, что при литологическом сходстве пород неогенового и раннечетвертичного возраста расчленение их часто бывает затруднительно, что приводит в ряде случаев к выделению нерасчлененных неоген-раннечетвертичных отложений.

К среднечетвертичному времени в Кузнецком нагорье относят галечники, пески и голубовато-серые глины. Галечники имеют серый цвет и полимиктовый состав галек, не затронутых процессом выветривания. В северо-восточной части нагорья серые галечники и пески залегают на упомянутой выше 120-метровой террасе р. Кии, перекрывая горизонт раннечетвертичных галечников. В песках, лежащих над серыми галечниками, А. С. Кирилловым были обнаружены костные остатки *Elephas cf trogontherii* Pohl. (обломок зуба и челюсть) и *Elephas primigenius* Blum. раннего типа (два обломка зуба), определяющие их принадлежность к среднечетвертичному возрасту.

В Кельбесском районе литологически сходные отложения отмечены в переуглубленных долинах, где на галечниках серого цвета залегают голубовато-серые глины, также, по-видимому, среднечетвертичные, мощностью до нескольких метров. Последние встречены и на средневысотных террасах Кии, а также на низких водоразделах рек Б. Кожуха, Золотого Китата и Мурюка.

В ряде мест отложения, относимые к раннечетвертичному и к низам среднечетвертичного времени, располагаются в Кузнецком нагорье на гипсометрически близких уровнях рельефа.

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювием низких террас, отделенных от среднечетвертичных значительным (до 100 м по Кии) эрозионным уступом.

В нижней части разреза отложений, вскрытых эрозией при образовании уступов низких аллювиальных террас (высотой до 25—30 м), обычно выходят темно-серые, иногда синевато-серые плотные вязкие суглинки и глины, известные под названием «синих глин». Они перекрываются лачкой переслаивающихся песков и галечников, часто ожелезненных. Сверху лежат бурые суглинки пылеватые, бесструктурные, иногда известковистые.

«Синие глины» в обнажениях террас обычно уходят под урез воды. Значительно реже они подстилаются пачкой галечников, сцементированных обычно железистым цементом в довольно плотный конгломерат. В цокольных террасах «синие глины» отсутствуют, и на коренных породах лежит пачка галечников и песков, перекрытая сверху бурыми суглинками.

Позднечетвертичный возраст описываемых отложений достаточно надежно определен по макро- и микропалеонтологическим остаткам, обнаруженным в этой толще. В отложениях третьей 20-метровой террасы Кии, в сером косослоистом песке А. С. Кириллов обнаружил обломки ребер *Elephas primigenius* Blum. позднечетвертичного времени. В Кельбеском районе в галечниках, песках и «синих глинах» второй террасы крупных рек и первой террасы мелких были встречены кости мамонта, быка и носорога (Зайцев, 1893). В «синих глинах» первой террасы р. Поперечной, левого притока р. Хайрюзовки, Ю. П. Казакевич нашла скопление костей мамонта, состоящее из двух бивней длиной 1,4 м каждый, восьми зубов и большого количества костей головы. Два зуба переданы профессору Томского университета Г. Г. Григору, определившему их принадлежность к поздней разновидности *Elephas primigenius* Blum. На северо-восточном склоне нагорья, в горизонте торфяников, залегающих на кровле глин в разрезе первой террасы р. Кельбес, были собраны семена, позволившие П. А. Никитину определить время их формирования как прохладное и влажное время ресс-вюрма. Результаты спорово-пыльцевых и остракодовых анализов образцов, взятых нами из «синих глин» низких террас рек Мрас-Су, Золотого Кита и Яи, также подтверждают позднечетвертичный возраст этих отложений.

Наконец, с позднечетвертичным временем связывают немногочисленные в Кузнецком нагорье ледниковые отложения, представленные моренами, развитыми в наиболее возвышенной части нагорья, в верховьях рек, берущих начало с северных и северо-восточных склонов, а также бурые покровные суглинки, перекрывающие рельеф нагорья от высоко поднятых реликтов мел-палеогеновой поверхности выравнивания до 15—20-метровой террасы.

Этапы формирования современного рельефа

Попытаемся представить развитие рельефа Кузнецкого нагорья в неоген-четвертичное время, подчеркивая неясные моменты и дискуссионные проблемы.

Отсутствие в неогеновых отложениях первичных кор выветривания и активно идущие процессы переотложения палеогеновых осадков с одновременным окarbonачиванием их свидетельствуют о весьма отличных от предыдущего периода климатических и тектоно-геоморфологических условиях, присущих неогену. Карбонатность осадков позволяет предполагать аридизацию климата. Уменьшение влаги, повлекшее за собой деградацию лесной растительности, а следовательно, и усиление процессов склоновой денудации привели к изменению характера образования осадков. Большое влияние на изменение климата неогена оказало, по-видимому, отступление среднеолигоценового моря Западно-Сибирской низменности, на что справедливо указывал О. П. Добродеев (1965). Вряд ли можно согласиться с другой причиной аридизации, выдвигаемой упомянутым автором, которая заключается, по его мнению, в отсутствии горного барьера между Кузнецким нагорьем и Центральной Азией в неогеновое время. Известно, что в верхнемеловое и палеогеновое время на юге Сибири также не было высоких гор, однако климат на исследуемой территории был теплым и влажным. Таким

образом, биоклиматические условия стали в неогеновом периоде неблагоприятными для образования кор выветривания.

По-видимому, значительную роль в изменении характера образования и накопления осадков в неогене сыграло также изменение тектоно-геоморфологической обстановки. Нам представляется, что начавшееся в олигоцене поднятие гор, вызвавшее отступление палеогенового моря, продолжалось в нарастающем темпе и дальше, о чем свидетельствуют эрозионно-денудационные уступы, расположенные между поверхностью позднемелового — палеогенового выравнивания и уровнем наиболее молодого педиплена (еланского) плиоцен-раннечетвертичного времени, о котором будет сказано ниже. Изменение характера осадкообразования связано, таким образом, не только с биоклиматическими, но и с тектоно-геоморфологическими причинами: вместе с ростом гор увеличивались крутизна склонов, степень расчлененности горного плато, уничтожались реликты поднятых выровненных поверхностей. На значительной части территории создались неблагоприятные геоморфологические условия для образования и накопления кор выветривания.

Таким образом, большая часть неогена была, по-видимому, временем энергичных неотектонических движений и расчленения рельефа в условиях сухого и континентального климата. Анализ рельефа позволяет предполагать, что с конца олигодена и до начала плиоцена включительно Кузнецкое нагорье поднялось, а речная сеть врезалась от 200 м на севере до 500 м в центральной части (см. рис. 19, 20).

На фоне региональных поднятий происходила блоковая дифференциация рельефа, следствием чего явился снос палеогеновых кор выветривания с поднятых участков и накопление продуктов переотложения в участках относительного опускания.

Естественно, что рост неогеновых гор привел к некоторой дифференциации климата, при которой западные склоны стали получать влаги больше, чем восточные. Это различие сохранилось до настоящего времени.

В позднеплиоценовое время на западных более влажных склонах активизируются процессы выветривания коренных пород. Кузнецкое нагорье снова переживало этап равновесия неотектонических и денудационных сил и образования поверхности выравнивания. Последняя представляет собой верхнюю ступень еланского уровня, выделяемую С. Г. Мирчинк и А. Р. Бурачком (1942—1943 гг.). Абсолютные отметки его колеблются от 260—280 м на севере до 500 м в центральной части, относительные — от 140 до 180—200 м. Последовавшее затем небольшое поднятие с врезом гидросети и пришедший ему на смену новый период выравнивания привели к созданию нижней ступени еланского уровня, имеющей широкое распространение и являющейся вместе с предыдущей ступенью реликтами древнейших эрозионных циклов Кузнецкого нагорья. Относительные высоты нижней ступени еланского уровня в настоящее время колеблются от 100 м в северной до 150 м в центральной части нагорья. Ширина площадок ее меняется в зависимости от литологии и характера неотектонических движений. Местами в северной части нагорья ею (а иногда и верхней ступенью еланского уровня) представлены неширокие водоразделы между притоками р. Чулыма шириной в несколько километров. В Горной Шории это обычно неширокие площадки (до первых сотен метров), относительная высота которых над современным днищем рек существенно увеличивается вниз по течению. Это явление, характерное для террас еланского уровня, свидетельствует о значительно более пологом продольном профиле рек того времени и, следовательно, о гораздо более выположенном, чем современный, рельефе.

Значительная ширина площадок еланского уровня, местами представ-

ляющих собой поверхность невысоких водоразделов, а также отсутствие на большей части территории тектонических границ площадок уровня позволяют предположить, что во время его формирования снова происходило параллельное отступление склонов, т. е. педипланизация. По-видимому, поздненеогеновый этап выравнивания был не особенно продолжительным; можно также предполагать, что продолжительность его была различной в разных районах нагорья. Меньшая активность в тектоническом отношении северной части способствовала более широкому развитию верхнеэоценового педиплена. В наиболее же активно поднимающихся центральных частях нагорья, где на протяжении всего неоген-четвертичного времени тектоника была активнее денудации, террасы еланского уровня почти полностью отсутствуют.

На поверхности педиплена создались благоприятные условия для накопления верхнеэоценовых продуктов выветривания. В зависимости от различных тектоно-геоморфологических и биоклиматических условий отложения местами состояли из пестрых глин, местами — из ожелезненных галечников.

С. Г. Мирчинк (1947), отмечая красноцветный облик и выветрелость отложений, лежащих на еланском уровне, рассматривает их как перекрытые коры выветривания палеогенового и неогенового возраста. Таким образом, время формирования еланского уровня определяется ею как позднеэоценовое — раннечетвертичное. На основании декарбонизации неогеновых отложений в процессе последующего выветривания можно сделать предположение о более влажном климате позднего неогена и восстановления лесной растительности, деградировавшей в начале неогена. Эти соображения касаются главным образом западной части нагорья.

Судя по размещению площадок еланского уровня, современный рисунок гидросети был в общих чертах унаследован от неоген-раннечетвертичного времени, хотя местами несовпадение в пространстве реликтов древней поднятой гидросети с современными долинами (район р. Талановой, Елани, неполное совпадение Пра-Кии с современными ее очертаниями) позволяет говорить о некоторой перестройке после образования долин древнего эрозионного цикла (Мирчинк, 1947).

В четвертичное время продолжается поднятие нагорья, сопровождавшееся формированием террас и их отложений. Сопоставление и изучение эрозионных циклов помогают сложить представление о темпах, характере и направленности колебательных движений в различные отрезки четвертичного времени. Сопоставление террас в горных странах представляет значительные трудности из-за сложных взаимоотношений неотектонических движений с эрозией. В Кузнецком нагорье трудности увеличиваются вследствие чрезвычайно малого количества палеонтологического материала. Попытки же применения литолого-минералогического метода, предпринятые при сопоставлении террас Ю. П. Казакевич, С. Г. Мирчинк и некоторыми другими исследователями, не всегда оказывались успешными, так как вследствие неоднократного чередования в неоген-четвертичное время периодов похолодания и потепления возникает сходимость показателей для отложений, образовавшихся в разное время, но при сходных биоклиматических условиях. В частности, вряд ли правильно считать, что ожелезнение и гидрослюдистый тип выветривания характерны лишь для раннечетвертичного времени. По-видимому, они свойственны вообще периодам потепления, которых на протяжении четвертичного времени было несколько. Поэтому в отношении сопоставления террас Кузнецкого нагорья пока могут быть высказаны лишь общие соображения.

Наиболее высокие террасы нагорья с сохранившимися отложениями (Талонская терраса бассейна Лебеди, Канзасская терраса бассейна

Мрас-Су, 120-метровая терраса р. Кии у пос. Желтушка и некоторые другие) могут быть, по нашему мнению, сопоставлены с нижней ступенью еланского уровня и отнесены к раннечетвертичному времени. Основанием этому служит близость в гипсометрическом положении и сходство в характере рыхлых отложений. В основании разреза отложений высоких террас лежат сходные с еланскими ожелезненные, часто цементированные галечники с галькой плохой сохранности. Раннечетвертичный возраст их подтверждается находкой остатков хазарской фауны в вышележащих слоях высокой террасы р. Кии.

Очень сложно обстоит дело с изучением палеогеографии среднечетвертичной эпохи. Отложений этого возраста сохранилось мало, и те, что есть, почти всегда датированы неточно. Анализ взаимоотношения отложений 120-метровой кийской террасы дает, казалось бы, основание предполагать, что отложения среднечетвертичного возраста располагаются на тех же уровнях террас, что и раннечетвертичные. Это в свою очередь наводит на мысль о погружении нагорья в среднечетвертичное время. Действительно, комплекса террас со среднечетвертичными отложениями на Кузнецком нагорье пока не выявлено. Вместе с тем трудно допустить, что устойчивая тенденция прерывистого поднятия нагорья сменилась в среднечетвертичное время не только стабилизацией неотектонических движений, но и опусканием. Ведь даже в лежащей рядом Кузнецкой котловине в течение почти всего четвертичного периода происходило поднятие, о чем свидетельствует серия террас ранне-, средне- и позднечетвертичной эпох.

К тому же стометровый врез, предшествовавший в Кузнецком нагорье образованию комплекса позднечетвертичных террас, указывает на интенсивное поднятие, когда поверхности террас не успевали образовываться. Что же касается слоя среднечетвертичных галечников 120-метровой террасы Кии, то можно допустить, что период стабилизации движений земной коры и некоторое опускание, приведшее к образованию еланского уровня и уровня высоких террас с накоплением на их поверхностях рыхлых отложений, захватили и начало среднечетвертичного времени. Однако большую часть среднечетвертичного времени Кузнецкое нагорье испытывало все же активное поднятие, что привело к слабому развитию террасовых поверхностей.

Вполне возможно, что на значительной части территории среднечетвертичный врез был глубже днищ современных долин и упоминаемые выше ожелезненные цементированные галечники, расположенные ниже горизонта «синих глин» и уходящие под урез воды русел современных рек, были отложены в конце среднечетвертичного — начале позднечетвертичного времени, когда на смену поднятию и врезу пришли относительное опускание и накопление осадков (см. рис. 19, 20). К позднечетвертичному времени относится формирование комплекса низких террас от первой до террас 20—25-метрового уровня. К этому же времени большинство исследователей относит отложения бурых суглинков и ледниковые отложения.

На большей части территории и нагорья, включая почти целиком окраины, прилегающие к соседним котловинам, а также отдельные участки центрального и горношорского районов, комплекс низких террас образовался при врезе рек в аккумулятивную толщу позднечетвертичных осадков (аллювия повышенной мощности и озерных). По-видимому, в начале позднечетвертичной эпохи здесь происходило погружение и накопление отложений, которое лишь во второй половине позднечетвертичного времени сменилось поднятием и врезом нескольких невысоких эрозионных террас. Современный эрозионный врез обычно не достигает подошвы накопленных отложений, входя в толщу «синих глин» и лишь местами — в подстилающие их конгломератоподобные бурые галечники, воз-

раст которых условно определяется нами как конец среднечетвертичного — начало позднечетвертичного времени.

Вместе с тем имеются районы, где комплекс низких террас представлен смешанными террасами с довольно высоким цоколем коренных пород. Примерами могут служить долина Золотого Китата ниже с. Ипкольского, долина Мрас-Су у с. Камушки и выше пос. Красного Яра и др. Очень часто смешанные низкие террасы встречаются в центральной части Кузнецкого нагорья.

Указанные участки являлись участками поднятия и в начале позднечетвертичного времени.

О неравномерности амплитуды поднятия различных частей территории нагорья свидетельствует и факт различной глубины вскрытия аккумулятивной толщи речной эрозией.

По-видимому, в позднечетвертичную эпоху широкое развитие имели блоковые дифференциальные движения, взаимодействие которых с экзогенными процессами обусловило возникновение морфоструктур второго порядка.

Для реконструкции географической обстановки позднечетвертичного времени большое значение представляет изучение «синих глин», бурых суглинков и ледниковых отложений. К сожалению, именно с изучением этих отложений связано много нерешенных вопросов.

Как было показано в стратиграфическом описании, возраст «синих глин» нижнего комплекса террас установлен достаточно точно на основании палеонтологических данных как позднечетвертичный, по-видимому, межледниковый. Вместе с тем генезис этих глин, а следовательно, и географическая обстановка их формирования пока еще не ясны. Следует отметить, что условия, при которых могут формироваться такие тонкозернистые осадки, вообще достаточно чужды обстановке расчлененного рельефа горной страны, каким было в позднечетвертичное время Кузнецкое нагорье.

Вероятно, накопление этих глин объясняется резкой дифференциацией неотектонического режима в пределах различных блоков. Отложение «синих глин» происходило лишь на территории блоков опускания и связано с явлением тектонического подпруживания. В районах активных восходящих движений, где преобладают цокольные террасы (верховья Томи, Терсей, Июсов и другие участки средней, наиболее возвышенной части нагорья), «синие глины» встречаются значительно реже и на очень ограниченной территории, опять-таки в пределах участков относительного опускания. В районах менее активных положительных движений, главным образом в тех частях, которые примыкают к Кузнецкой, Минусинской и Чулымо-Енисейской впадинам, аккумулятивные террасы с «синими глинами» в основании разрезов наблюдаются почти повсеместно. Поскольку глины подстилаются и перекрываются ожелезненными галечниками и песками, очевидно, что в период их накопления происходила смена физико-географических условий, что привело к изменению в характере отлагающегося осадка. При общей неизменности во времени литологии разрушаемых пород при отсутствии данных о резких климатических изменениях мы должны, по-видимому, допустить, что в начале позднечетвертичного времени в районах формирования «синих глин» господствовали условия усиленного относительного прогибания, ощутимо заметного даже на фоне общего неотектонического опускания. Мелкий материал, поступающий с выположенных склонов, не успевал выноситься медленно текущими реками с малым уклоном продольного профиля, а отлагался в долинах при положительном балансе поступления и выноса. Меньшая, главным образом центральная, часть Кузнецкого нагорья в это время продолжала подниматься; на этой территории формировались цокольные террасы.

С ожелезненными галечниками, подстилающими «синие глины», повсеместно связана россыпная золотоносность. С одной стороны, это золото может быть синхронно отложению вмещающих галечников (т. е. условно средне-позднечетвертичное), с другой — связано с перемывом отложений, обогащенных в свою очередь переотложенным золотом более древних отложений. По-видимому, второе предположение ближе к истине, и указанные россыпи образовались за счет вертикального переотложения металла различного возраста и концентрации его на нижнем уровне рельефа.

Не совсем ясным с точки зрения географической обстановки является время отложения бурых суглинков, перекрывающих все формы рельефа от мел-палеогеновой поверхности выравнивания до 15—20-метровой террасы. Мощность их колеблется от 5—10 м в среднегорной до 10—20 м — в низкоргорной частях нагорья. Возраст и происхождение суглинков относятся к дискуссионным вопросам. Различными исследователями покровным суглинкам приписывается эоловый, делювиальный, озерный или смешанный генезис. Возраст определяется в диапазоне от нижне- до позднечетвертичного. Большая часть исследователей, впрочем, склонна считать их молодыми, основываясь на том, что покровные суглинки перекрывают поверхность второй террасы. Некоторые исследователи различают покровные отложения двух возрастов: ранне-четвертичного и позднечетвертичного.

Ряд неясностей, связанный с их залеганием, не позволяет, на наш взгляд, прийти к однозначному решению проблемы. В частности, неясно, являются ли покровные суглинки отложениями, перекрывающими речные формы или в качестве перемытых покровных отложений водоразделов представляют определенную фаціальную разновидность аллювия. В пользу последнего предположения свидетельствует наличие в ряде мест выровненных площадок, венчающих отложения суглинков и образовавшихся, по-видимому, вследствие боковой эрозии реки. Нам представляется, что проблема возраста и генезиса бурых суглинков не может быть в настоящее время решена без добавочных целенаправленных сборов фактического материала.

Особо следует остановиться в данном описании на роли деятельности ледников в формировании рельефа Кузнецкого нагорья. Поскольку большинство современных исследователей склонны относить ледниковые отложения нагорья к позднечетвертичному времени, мы рассматриваем эту проблему в этой части работы. В пределах нагорья ледниковая деятельность проявилась в создании многочисленных каров, о которых мы уже упоминали, и в отложении моренного материала в виде небольших дуг конечных морен вблизи каровых озер или в верхних частях долин горных ручьев, берущих начало из озер ледникового генезиса. Последнее позволяет предположить, что в эпоху максимального развития оледенения в пределах нагорья имелись небольшие, длиной до первых десятков километров, ледниковые языки, нигде, по-видимому, не выходящие за пределы наиболее высокой гольцовой части Кузнецкого нагорья.

Впервые следы ледниковой деятельности на исследуемой территории установил И. П. Толмачев (1899). Он предположил, что в пределах нагорья было две стадии оледенения: более древняя, оставившая морены, и более молодая, во время которой ледники нагорья не выходили за пределы каров.

Позднее следы оледенений отмечали Я. С. Эдельштейн (1909), М. А. Усов (1917), А. Я. Булытников (1934), Н. А. Батов (1935) и др. Все они сходились во мнении об очень незначительном в общем масштабе оледенении Кузнецкого нагорья. В противоположность этому направлению выступили А. М. Кузьмин (1928, 1929, 1930) и В. К. Монич

(1933, 1937), утверждавшие наличие в Кузнецком нагорье следов нескольких оледенений, из которых самому древнему (гюнцскому) автору придавали значение покровного.

Более поздние исследователи (Петров, 1939; Буров, 1960, и др.) подтвердили, однако, слабую роль оледенения в формировании рельефа Кузнецкого нагорья, что можно считать доказанным.

Вследствие малочисленности следов аккумулятивной ледниковой деятельности, отсутствия стратиграфических разрезов, позволяющих установить возраст похолоданий, а также отсутствия специальных исследований с целью сопоставления следов оледенений с уровнями рельефа определенного возраста на Кузнецком нагорье не могут быть решены основные вопросы, связанные с оледенениями,— о количестве и возрасте ледниковых эпох. Пока можно сказать, что образование всех ледниковых форм, выраженных в современном рельефе, укладывается в схему однократного оледенения с одной или двумя стадиями, причем оледенения очень небольшого масштаба. По-видимому, в то время, когда в Западно-Сибирской низменности и в соседних высоких горах Алтая и Саяна льды захватывали большие территории, на Кузнецком нагорье вследствие малого количества влаги и сравнительно невысокого рельефа оледенение имело каровый характер, и лишь местами льды образовывали короткие ледниковые языки.

Интересно отметить, что и в настоящее время на северных и северо-восточных склонах климатические условия местами благоприятны для образования снежников и формирования каров на склонах.

Современный этап унаследовал основные тенденции развития рельефа от позднечетвертичного времени. Они заключаются в режиме устойчивого этапного поднятия, обеспечивающего врез гидросети и образование новых участков террасированных склонов. В связи с блоковыми движениями различной интенсивности темп накопления аллювия пойм для различных районов различен. Однако небольшие в среднем мощности аллювия в сочетании с перстративным и инстративным характером его позволяют предполагать, что рельеф Кузнецкого нагорья в целом формируется при взаимодействии положительных неотектонических движений средней интенсивности с экзогенными факторами. Среди последних ведущая роль принадлежит речной деятельности и склоновым процессам.

Выводы

Кузнецкое нагорье расположено в северной части Алтае-Саянской горной страны. Оно представляет собой сравнительно невысокое, сложно построенное горное сооружение, в рельефе которого присутствуют следы прежних этапов геоморфологического развития. Наиболее характерной чертой рельефа нагорья является ярусность, представленная близким по абсолютным отметкам уровнем вершин и выровненными поверхностями, поднятыми на различную высоту. Расположенное к северу от орогенных областей Алтая и Западного Саяна, нагорье окружено с запада, севера и востока Ненинско-Чумышской, Кузнецкой, Чулымо-Енисейской и Минусинской котловинами, представляющими в геоструктурном отношении тектонические впадины различного времени заложения. Соседство отдельных частей нагорья с этими структурами, а также различная удаленность остальных участков от этих областей малой тектонической активности наложили заметный отпечаток на формирование рельефа территории.

Складчатые структуры Кузнецкого нагорья образовались в пределах синийско-кембрийской геосинклинали и относятся к кембрийской склад-

чатости, т. е. ко времени ранней стабилизации каледонид. Кузнецкое нагорье в тектоническом отношении принадлежит к зонам незавершенного орогенного этапа развития геосинклинали или к областям длительного орогенного развития. Описываемая территория характеризуется в общем преобладанием активных восходящих движений; вместе с тем во время длительного орогенного этапа происходило чередование фаз то более, то менее активных тектонических движений, что при взаимодействии с процессами денудации привело к чередованию этапов горообразования с этапами выравнивания рельефа. Этот характер развития Кузнецкое нагорье сохранило в течение всей континентальной жизни страны начиная с перми до настоящего времени.

Изучение рельефа и стратиграфии рыхлых отложений Кузнецкого нагорья позволяет представить развитие страны следующим образом.

К концу триаса описываемая территория являлась, по-видимому, частью обширной выровненной страны, захватывающей большую часть Западной Сибири. Накопление мощных триасовых кор выветривания позволяет предполагать, что выровненная триасовая поверхность была несколько приподнята в виде невысокого горного плато, что обеспечило достаточно низкое положение уровня грунтовых вод, необходимое для активных процессов корообразования.

В юрское время активизация тектонических движений, связанная с начальными фазами тихоокеанского тектогенеза, привела к превращению выровненной территории в горную страну.

В нижнемеловое время Кузнецкое нагорье снова претерпело выравнивание, причем сравнительно небольшая мощность коры выветривания свидетельствует о слабо расчлененном рельефе. Аллитный характер коры позволяет предполагать, что выветривание происходило достаточно длительное время в условиях теплого и влажного климата. Мы предполагаем, что реликты этой поверхности сохранились в современном рельефе нагорья в виде так называемого гольцового уровня. Он прослеживается по близким абсолютным отметкам вершин, которые в северной части нагорья колеблются около 700—800 м, в центральной и южной — около 1700—1850 м. Различие высот гольцового уровня в разных частях нагорья объясняется сводовым характером последующей деформации нижнемеловой поверхности с нарастанием поднятия к центральной и южной частям, т. е. к частям, наиболее удаленным от окружающих нагорье впадин. В пределах вершинного уровня наблюдаются участки, отличные по высотам от средних показателей высот уровня. Так, в центральной части имеются вершины с отметками до 2000 и даже до 2100 м. Это может быть объяснено, с одной стороны, неровностями первичного рельефа нижнемеловой поверхности, с другой — следствием блоковых тектонических движений. Последние характерны для всех этапов развития рельефа нагорья, причем степень их дифференцированности увеличивалась во время общей активизации движения земной коры.

Каолиновый характер нижнемеловой коры выветривания и ее бокситоносность свидетельствуют о том, что климат в то время был влажным и теплым.

В конце нижнего — начале верхнего мела началось поднятие, имевшее, как уже указывалось, сводовой характер. Доказательством поднятия является несогласное залегание кийской и симоновской свит, а также наличие галечников в нижней части последней. Величина поднятия и обусловленный им врез достигали в северной части нагорья 250—300 м, а в центральной — до 500 м.

Следующий этап эволюции рельефа был этапом выравнивания, следы которого сохранились в современном рельефе в виде многочисленных и обширных по площади реликтов выровненной поверхности, поднятых

на различную высоту. Возраст выравнивания определяют как верхнемеловой — нижнеолигоценый. В настоящее время эта поверхность, как и меловая, деформирована сводообразным поднятием с закономерным повышением высот к центральной и южной частям. Основной вопрос, связанный с рельефообразованием этого времени, — механизм выравнивания и происхождение тех нескольких невысоких ступеней, которые расположены в пределах мел-палеогеновой поверхности. Изучение геоморфологии реликтов последней и стратиграфии кор выветривания в свете новейших представлений о ландшафтах периода их образования позволило предположить, что в течение этого этапа выравнивания территории нагорья развивалась по типу неоднократной педипланиации. Происходило, по-видимому, чередование длительных периодов выравнивания и накопления кор выветривания небольшой мощности с периодами сравнительно небольших (до 100—150 м) поднятий и расчленения, когда на поверхностях поднятых педипленов формировались мощные коры выветривания, а в прилегающих районах — толщи красноцветов и переотложенных кор. В результате в верхнем мелу — палеогене была сформирована в общем выровненная страна, состоящая, однако, из нескольких (до трех, по предварительным представлениям) невысоких ступеней с широкими площадками. Эта сложно устроенная поверхность, поднятая в настоящее время на различную высоту, представляет второй после вершинного крупный ярус рельефа. Созданию мощных кор выветривания этого времени способствовала не только благоприятная тектоно-геоморфологическая обстановка ступенчатого горного плато, но и влажный теплый климат. Значительная длительность сочетания благоприятных условий обусловила образование мощной коры выветривания каолинового типа.

С описанным этапом выравнивания и корообразования связаны наиболее древние в пределах нагорья промышленные месторождения россыпного золота. В течение длительного этапа педипланиации процесс отступания склонов и расширения выровненной территории зашел так далеко, что нижнемеловой рельеф был в значительной степени уничтожен. Его остатки сохранились лишь в виде отдельных вершин, связанных, как правило, со стойкими к денудации породами. Поэтому с достаточным основанием можно считать, что верхнемеловая — нижнепалеогеновая поверхность имела региональное распространение. Это — этап последнего регионального выравнивания. Он явился своеобразным рубежом, поскольку предшествующая эволюция континентальной жизни страны от перми до нижнего мела включительно представляла развитие палеорельефа, следов которого не сохранилось, за исключением вершинного уровня, т. е. уровня, существование которого можно лишь угадывать по близким отметкам отдельных вершин.

Последующее время за позднемеловым-палеогеновым выравниванием являлось периодом проявления новейшей фазы тектонических движений, которые во взаимодействии с экзогенными процессами сформировали современный рельеф. Формирование это было сложным, в течение его неоднократно наступали более или менее длительные периоды, когда соотношение основных рельефообразующих процессов приводило к выколаживанию нагорья, однако никогда выравнивание не имело уже регионального или хотя бы близкого к нему характера.

Таким образом, формирование современного рельефа явилось следствием воздействия неотектоники и денудации на позднемеловую — раннепалеогеновую поверхность выравнивания.

В конце олигоцена вследствие активных восходящих неотектонических движений земной коры началось поднятие и расчленение территории. Такой режим продолжался до начала плиоцена включительно. Об устойчивом этапном поднятии свидетельствуют эрозионно-денудаци-

онные уступы рельефа, расположенные между реликтами мел-палеогеновой поверхности и наиболее высокими площадками раннечетвертичных террас. Деформация мел-палеогеновой поверхности имела сводовый характер с максимальным поднятием в центральной части нагорья. Последняя за этот период оказалась приподнятой на 450—550 м. Крайние части нагорья, примыкающие к окружающим впадинам, поднимались значительно медленнее. Так, поднятие северной части его с конца олигоцена до начала плиоцена включительно имело амплитуду всего лишь около 200 м.

В связи с отступанием на север олигоценового моря Западной Сибири началось аридизация климата и деградация лесной растительности. Сочетание неблагоприятных тектоно-геоморфологических и биоклиматических условий привело к прекращению корообразования. В обстановке усиливавшейся дифференциации рельефа, свойственной периоду активных тектонических движений, начался процесс размыва палеогеновых кор в районах блоков поднятия и накопления переотложенных продуктов выветривания в участках относительного опускания.

Возникшие к концу неогена горы способствовали дифференциации климата, сохранившейся до настоящего времени: климат западных склонов — более мягкий, восточных — более континентальный.

В конце неогена — начале раннечетвертичного времени на территории Кузнецкого нагорья снова возникло равновесие неотектонических и денудационных сил, что привело к созданию двух (местами — одной) выровненных поверхностей, разделенных небольшим эрозионным уступом. Эти поверхности получили название еланского уровня. По-видимому, период педипланации был не особенно продолжительным, так как описываемые поверхности тяготеют обычно к долине рек и лишь местами, в северной и северо-западной частях нагорья, ими представлены невысокие водоразделы Кии, Яи и некоторых других рек. Более широкому распространению еланского уровня в северной части нагорья, вероятно, способствовала общая меньшая неотектоническая активность ее, при которой благоприятные для педипланации условия сохранялись более длительное время.

С еланским уровнем связаны наиболее древние реликты гидросети. Красноцветный облик отложений древних долин, а также сильно разрушенная галька позволили С. Г. Мирчинк (1947) предположить, что время их образования охватывает конец неогена — раннечетвертичную эпоху. Педиплен этого возраста является наиболее низким и молодым ярусом рельефа Кузнецкого нагорья. С нижней ступенью его могут быть сопоставлены наиболее высокие раннечетвертичные террасы нагорья, близкие к еланскому уровню по высотам и характеру отложений. Такие террасы известны в бассейнах Лебеда, Мрас-Су, Кии. С их аллювием связаны промышленные месторождения золота.

Большую часть среднечетвертичного времени Кузнецкое нагорье испытывало поднятие, что привело к врезу гидросети на 80—100 м в северной части территории и на 100—120 м — в центральной. Поднятие, по-видимому, происходило очень активно, что обусловило слабое развитие площадок и аллювиальных отложений среднечетвертичных террас. В связи с этим палеогеография средней части четвертичного времени изучена в Кузнецком нагорье очень слабо. Можно предполагать, что среднечетвертичный врез достиг коренного ложа современных долин и накопление аллювия повышенной мощности, характерное для начала позднечетвертичного времени, началось уже в конце среднечетвертичного. Анализ строения низких террас показывает, что в конце среднечетвертичного — начале позднечетвертичного времени на большей территории нагорья преобладали процессы погружения и накопления отложений, которые лишь позднее сменились поднятием и врезом с форми-

рованием системы низких аккумулятивных террас. С нижней частью аккумулятивной толщи современных долин нагорья связаны наиболее значительные месторождения золота. По-видимому, в состав этих россыпей входит золото различного возраста (от мел-палеогенового до позднечетвертичного), обогатившее в результате вертикального переотложения с верхних уровней россыпи днищ долин. То, что в отдельных районах аккумулятивные террасы сменяются цокольными, свидетельствует о блоковых дифференцированных подвижках, происходивших в позднечетвертичное время. Позднечетвертичный возраст низких террас достаточно надежно устанавливается на основании микрофлористических и микрофаунистических анализов.

Не совсем ясным с точки зрения палеогеоморфологической реконструкции является время отложения бурых суглинков и «синих глин». Для выявления характера рельефообразующих процессов этого времени необходимы дополнительные целенаправленные исследования.

Вследствие незначительных следов ледниковой деятельности в Кузнецком нагорье не удается пока решить также и вопрос о количестве и возрасте ледниковых эпох. Ледниковые формы рельефа нагорья укладываются в схему одного оледенения с двумя стадиями. С уверенностью можно говорить лишь о небольших масштабах оледенения.

В общем морфоструктурном плане Алтае-Саянской горной страны Кузнецкое нагорье является морфоструктурой первого порядка, образовавшейся вследствие деформации сводообразными поднятиями нижне-меловой и мел-палеогеновой поверхностей выравнивания при взаимодействии этих движений с экзогенными процессами. Прерывистость поднятия с неоднократно возникавшими условиями для педиplanation привела к созданию ярусности рельефа нагорья. Региональные движения были осложнены блоковыми, обусловившими возникновение морфоструктур второго порядка с характерными для каждой из них условиями сноса и накопления материала.

В крупных чертах морфоструктурный план наследует геоструктурный. Объясняется это тем, что крупные геоструктуры, связанные с глубинными разломами, устойчивы во времени и в неотектонический этап проявили себя в тех же или примерно в тех же границах. Более же мелкие неоструктуры и обусловленные ими морфоструктуры, не связанные, по нашим данным, с глубинными разломами, гораздо изменчивее в очертаниях.

МИНУСИНСКИЕ ВПАДИНЫ

В систему Минусинских межгорных впадин входят: Назаровская, Северо-Минусинская, Средне-Минусинская и Южно-Минусинская впадины. Эти впадины расположены между горными сооружениями Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна. В структурном отношении все они имеют много общих черт, что позволило И. В. Лучицкому объединить их в единый Минусинский межгорный прогиб.

Система Минусинских впадин шириной 200—220 км вытянута на 350 км с северо-запада от хребта Арга на юго-восток к северному подножью Западного Саяна.

Минусинские впадины всюду окружены горными хребтами — отрогами Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна — и только на северо-западе открываются к равнине Западной Сибири. Большая часть площади Назаровской, Северо-Минусинской, Средне-Минусинской и Южно-Минусинской впадин занята равнинным пологохолмистым рельефом с абсолютными отметками от 500 до 700 м. Наиболее пониженные участки впадин приурочены к долинам рек Енисея, Абакана, Ои, Чулыма.

В ландшафтном отношении Минусинские впадины расположены в степной зоне, а разделяющие их горные перемычки покрыты лесной растительностью.

Исследуемый регион относится к Красноярскому краю и Хакасской автономной области. Интенсивное развитие народного хозяйства, строительство гидросооружений на Енисее, проведение дороги Абакан — Тайшет ставят перед исследователями большие практические задачи, одной из которых является изучение истории развития рельефа этого интересного и малоизученного края.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Первые сведения о рельефе Минусинских впадин встречаются в виде кратких общих описаний, выполняющихся попутно с геологическими и специальными работами. Так, первые сведения о Минусинском крае в XVII—XVIII вв. были получены в процессе освоения приенисейских земель и проведения горнопромышленных работ. К этому времени относятся работы Д. Г. Мессершмидта и И. Г. Гмелина, содержащие общее географическое описание края.

Наиболее интересные работы с точки зрения изучения рельефа Минусинских впадин были проведены П. С. Палласом, который впервые составил орографическую схему Сибири. В 30—90-х годах XIX столетия, когда образовалась Енисейская губерния, Минусинский край исследовался более детально в связи с ростом золотодобывающей промышленности, развитием сельского хозяйства, организацией судоходства по Енисею и главным образом в связи со строительством транссибирской железной дороги. Интенсивному изучению Минусинского края способ-

ствовало также создание в Иркутске в 1851 г. Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества. Уже в 1855 г. Русским географическим обществом была организована Сибирская экспедиция, материалы которой дали возможность составить орографическое описание и карты исследуемых районов Минусинских впадин. В основном ко второй половине XIX в. относятся работы П. А. Чихачева, К. Гревича (1864), П. А. Кропоткина (1873), Н. Мартьянова (1883), Д. А. Клеменца (1891), И. Д. Черского, К. И. Богдановича (1894), П. К. Яворовского (1895).

В 1873 г. П. А. Кропоткин отметил влияние орографии и геологического строения на гидрографию Минусинского края. В 1891 г. Д. А. Клеменц пришел к выводу о наличии древней долины на междуречье Абакана и Енисея в Южно-Минусинской впадине. В 1894 г. К. И. Богданович, проводя геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги, впервые составил разрез послеплиоценовых и современных отложений в районе Красноярска; кроме того, им на этом участке были описаны речные террасы и сделана попытка установить историю формирования долины Енисея.

На обобщающей схеме геологического строения Сибири, предложенной Э. Зюссом, были выделены в качестве самостоятельных геологических образований Восточный и Западный Саян, а также разделяющая их «Минусинская промежуточная область».

В начале нашего столетия особое место занимают работы Д. В. Соколова (1914) и Я. С. Эдельштейна (1912), которые отмечали в среднем течении бассейна р. Тубы новые песчаные отложения мощностью более 60 м. Накопление этих осадков, по их мнению, шло в пресных озерах, имевших максимальное развитие во время «наибольшего оледенения южносибирских хребтов». Этот этап развития рельефа Д. В. Соколовым совместно с Я. С. Эдельштейном был назван койской эпохой. Следующая эпоха, во время которой шло накопление речных осадков террас в долинах современных рек, ими была названа белоярской. Кроме того, Д. В. Соколов изучал лёссовидные суглинки, постепенный переход которых в нижележащие отложения позволил ему считать их продуктами делювиальных процессов. Широко развитые в районе дюнные пески он считал образованными за счет развевания «койских» и «белоярских» песков.

Таким образом, к началу советского периода были установлены основные черты геологического строения Минусинского межгорного прогиба, существовали отдельные сведения о строении Енисейской долины. Влиянию и роли тектонического строения в формировании современного рельефа уделялось очень мало внимания.

Более систематические исследования Минусинского края начались с 1917 г. созданным в это время Геологическим комитетом и его Западно-Сибирским отделением. В основном эти исследования были связаны с поисками полезных ископаемых. В работах И. К. Баженова (1934), Н. А. Батова (1931), Г. А. Иванова (1929), Я. С. Эдельштейна (1932, 1936а, б), Г. Ф. Мирчинка, В. И. Громова (1930), А. Г. Вологодина (1932а, б) и других подчеркивалась отчетливая связь рельефа Минусинских впадин с их геологическим строением и тектоникой.

Наиболее правильную характеристику основных особенностей рельефа и истории его развития дал Я. С. Эдельштейн (1936а, б). Развитие рельефа, по его мнению, происходило в несколько этапов. До конца плиоцена — начала четвертичного периода территория переживала длительную фазу доледникового эрозионного развития, результатом которого явилась выработка денудационных ландшафтов с отдельными грядами и группами невысоких гор. В это время происходила аккумуляция аллювиальных и озерных отложений, лежащих в настоящее время на

большой высоте над уровнем Енисея. Во время оледенения, которое, по мнению Я. С. Эдельштейна, не выходило за пределы горного обрамления, в Минусинской котловине блуждали реки и на многих участках возникали озера. Период энергичного врезания совпадал с таянием ледников в горах. Наступившее затем довольно длительное стабильное состояние обусловило создание широкой долины Енисея. Часть вод Енисея, а может быть, и весь Енисей протекал по Койбалльской степи к Абакану. С изменением климата в сторону большей континентальности и сухости, по мнению Я. С. Эдельштейна, происходили постепенное формирование и врезание гидросети, сопровождавшиеся ее перераспределением.

В 1937 г. М. П. Нагорский опубликовал геоморфологическую карту района Красноярска, где он выделил восемь террас и пойму, сопроводив их описание полной литологической и минералогической характеристиками.

Большое внимание исследователями этого времени уделялось изучению лёссовых отложений в Южно- и Северо-Минусинских впадинах. По вопросу о происхождении лёссов существуют, как известно, довольно противоречивые мнения. П. К. Яворовский (1895), В. А. Обручев (1951), М. В. Громов (1954) считали лёссовые отложения продуктом эоловых процессов, которые были обусловлены постоянным ветровым режимом в прошлые эпохи. При этом упомянутые исследователи утверждали, что из левобережной части Минусинских впадин в основном происходил вынос мелкозернистого материала. Д. В. Соколов (1914) и Я. С. Эдельштейн (1936а, б) отвергли эоловую гипотезу лёссов, утверждая их водное и делювиальное происхождение. Кроме того, Я. С. Эдельштейн (1936), а значительно позднее Д. П. Финаров (1965) и А. В. Минервин (1966) доказали, что лёссовидные отложения и лёссы водного происхождения, встречаемые на речных террасах, испытывали местные перевеивания, поэтому они наблюдаются и на коренных склонах долины Енисея.

А. И. Москвитин (1940) в работе, посвященной лёссам и лёссовидным отложениям Сибири, полагал, что перевеивание песков и выпадение лёссов происходили при климатических условиях, существовавших во время оледенения. По мнению А. Г. Вологодина (1932а, б), мелкозернистый материал, отложившийся на склонах гор и холмов, выдувался и вымывался из валунно-галечных наносов рек.

Начатые в 40-х годах разносторонние геологические исследования, прерванные войной и продолжавшиеся в последующие годы, создали в конечном итоге современное представление о геологическом строении рассматриваемого района.

В 1948 г. В. И. Громов изучал палеолитические стоянки в бассейне Енисея и пришел к выводу о поселении здесь человека в эпоху образования вторых и первых надпойменных террас. Большое внимание в его работе уделено описанию террас, литологии осадков, их фаунистической характеристике.

Изучение стратиграфии палеозоя, мезозоя и кайнозоя Минусинских впадин связано с именами А. Г. Сивова (1954), В. С. Мелешенко (1953, 1956), А. И. Анатольевой (1955), И. В. Лучицкого (1960), А. А. Моссаковского, Б. Н. Красильникова (1958), Л. Г. Каца (1962), Н. Г. Чочиа и др. (1958). В создании современных представлений о тектонике Минусинских впадин большое значение имеют исследования И. В. Лучицкого (1951—1960), который описал тектонику и вулканизм Минусинских впадин. Им впервые сформулировано понятие о Минусинских впадинах как о межгорном прогибе. Он отмечал (Лучицкий, 1957а, б, 1960), что в пределах Минусинского межгорного прогиба широко развиты флексуры, тесно связанные с разломами, рассекающими древний складчатый фундамент, на котором покоятся осадочные толщи девона, кар-

бона, что доказывает глыбовую природу складчатости. Глыбовый характер Минусинских впадин подчеркивали также Я. Г. Кац, Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский и др.

В связи с оценкой перспектив нефтегазоносности Минусинских впадин группой исследователей, возглавляемой Н. Г. Чочиа, были проведены большие работы по изучению структурного плана Минусинских впадин и составлены серии структурных карт, которые дали возможность судить о характере проявления здесь новейших тектонических движений и истории развития новейшего структурного плана (Чочиа и др., 1958).

ВАГТ, Красноярское геологическое управление, ВИМС и другие организации в течение ряда лет проводили геолого-съёмочные работы на значительной территории Минусинских межгорных впадин и прилегающих горных сооружений. Собранный ими фактический материал по четвертичной геологии и геоморфологии Минусинских межгорных впадин был обобщен В. С. Суворовой (1959). Ею в общей форме были освещены основные особенности четвертичной геологии и геоморфологии, а также сделано расчленение четвертичных отложений, подкрепленное единичными находками ископаемой фауны. Последующие исследования В. С. Суворовой и Н. Б. Семихатовой (1959) касались изучения влияния тектоники на рельеф Северо-Минусинской впадины, а также стратиграфии четвертичных отложений северо-восточных предгорий Кузнецкого Алатау.

Положение Минусинских впадин и их соотношение с другими структурами в системе Алтае-Саянской области было отмечено в сводной работе И. И. Белостоцкого, Л. П. Зоненшайна, Б. Н. Красильникова и др. (1959).

Рельеф, четвертичные отложения, новейшие движения и геоморфологические особенности исследуемого региона изучались в последние годы Е. М. Щербаковой (1954), В. С. Суворовой (1959), Е. А. Мининой (1959), С. П. Горшковым (1961, 1962), Л. А. Рагозиным (1960), Д. П. Финаровым (1961, 1963), А. П. Пуминовым (1963, 1964), В. А. Растворовой, О. П. Добродеевым (1966), Л. С. Миляевой (1966), О. А. Раковец и Л. К. Зятьковой.

Развернувшееся в последние годы строительство мощных гидроузлов на Енисее выдвинуло задачу всестороннего исследования долины этой реки.

По типу и условиям накопления кайнозойских отложений А. П. Пуминов (1966) в пределах Минусинского межгорного прогиба выделил две области. Граница между этими областями проходит в районе сочленения Батеневско-Беллыкского поднятия с Северо-Минусинской впадиной. К югу от этой границы, т. е. в пределах Средне- и Южно-Минусинской впадин, на протяжении длительного времени, по мнению А. П. Пуминова, происходило медленное, но глубокое прогибание, результатом которого явились мощные толщи озерных, озерно-аллювиальных и пролювиальных осадков. К северу от Батеневско-Беллыкского поднятия, т. е. на территории Северо-Минусинской впадины, шло накопление преимущественно аллювиальных осадков. Лишь только во второй половине среднечетвертичного времени установился аллювиальный режим осадконакопления на всем протяжении современной Енисейской долины. В результате изучения кайнозойских отложений А. П. Пуминов (1966) выделил несколько этапов в формировании рельефа Минусинских впадин: верхнепалеоген-неогеновый, плиоцен-нижнечетвертичный, нижне-среднечетвертичный, верхнечетвертичный, верхнечетвертично-голоценовый, голоценовый.

Одновременно с А. П. Пуминовым четвертичные отложения и речные террасы в Минусинских впадинах изучали С. П. Горшков (1961, 1962)

и Д. П. Финаров (1963), которые на основе литературных источников и личных полевых исследований дали обобщающую геоморфологическую характеристику долины Енисея, выявили основные этапы ее формирования и особенности проявления новейших тектонических движений в пределах Минусинского межгорного прогиба. Геоморфологические исследования в Минусинских впадинах проводили с целью выяснения особенностей неотектоники, закономерностей распространения древней коры выветривания на территории Южно-Минусинской впадины и ее горного обрамления также В. А. Растворова, О. П. Добродеев (1967), Л. К. Зятыкова (1966), Л. С. Миляева (1965, 1966), О. А. Раковец (1967).

Однако, несмотря на длительный срок изучения особенностей рельефа, кайнозойский чехол Минусинских межгорных впадин продолжает оставаться крайне слабо изученным. Это обстоятельство порождает самые различные толкования возраста отложений и не позволяет с достаточной полнотой восстановить историю развития рельефа Минусинских межгорных впадин, а вопросы о начале и фазах новейшего тектонического этапа продолжают оставаться дискуссионными.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ МИНУСИНСКИХ ВПАДИН

Минусинские межгорные впадины расположены в северо-восточной части Алтае-Саянской горной страны, между Кузнецким нагорьем, Восточным и Западным Саяном. Древний складчатый фундамент здесь глубоко погружается, скрываясь под мощной толщей морских, лагунно-морских и континентальных отложений среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Основные черты орографии Минусинских межгорных впадин связаны со структурно-геологическими особенностями территории. По характеру рельефа, истории его развития и структурному плану в пределах Минусинского межгорного прогиба выделяются Назаровская, Северо-Минусинская, Средне-Минусинская и Южно-Минусинская впадины.

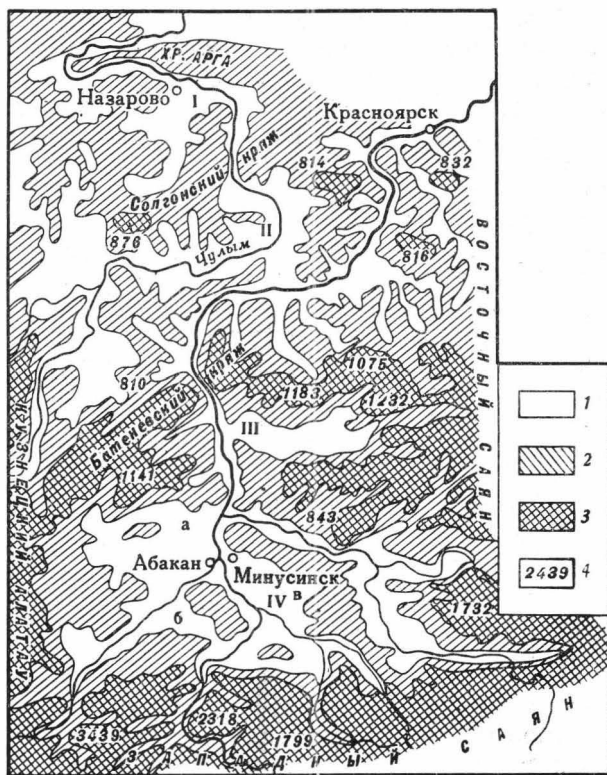
Следует отметить, что применяемые нами названия не являются общепринятыми, кроме Назаровской, расположенной между хребтом Арга и Солгонским кряжем. Многими исследователями одна и та же впадина называется по-разному. Так, Северо-Минусинскую впадину часто называют Чулымо-Енисейской и Чебаково-Баллахтинской. Следуя за Н. Г. Чочиа и учитывая, что в геологической литературе Чулымо-Енисейской впадиной часто называют южную окраину Западно-Сибирской плиты, мы под Северо-Минусинской впадиной понимаем северную часть Минусинского межгорного прогиба, между Солгонским и Батеневским кряжами. Средне-Минусинской впадиной мы называем впадину, именуемую также Сыдо-Ербинской, расположенную между Северо- и Южно-Минусинскими впадинами и окруженную низко- и среднегорными массивами Батеневского и Беллыкского кряжей. Под Южно-Минусинской впадиной мы понимаем впадину, расположенную на юге Минусинского прогиба, которую в литературе часто называют Минусинской (рис. 21).

Назаровская впадина на западе ограничивается отрогами Кузнецкого Алатау, на юге и востоке — Солгонским кряжем, на севере — хребтом Арга. Ограничивающий впадину с юга Солгонский кряж, вытянутый близко к широтному направлению, характеризуется низкогорным рельефом с абсолютными высотами не более 800—850 м. Эрозионное расчленение имеет радиальный характер, глубины вреза достигают 500 м. Долины рек имеют V-образный поперечный профиль и часто крутые скалистые склоны. Южный склон Солгонского кряжа расчленен больше, чем северный. В целом наблюдается сильное смещение

Рис. 21. Орографическая карта-схема Минусинского межгорного прогиба

1 — придолинные понижения с абсолютными отметками от 200 до 300 м, выраженные эрозионно-аккумулятивным рельефом с террасовыми комплексами в долинах рек; 2 — эрозионно-денудационный низкогорный рельеф с абсолютными отметками ниже 800 м; 3 — эрозионно-денудационный среднегорный рельеф «перемычек» с абсолютными отметками выше 800 м; 4 — абсолютные отметки отдельных вершин

В п а д и н ы: I — Назаровская, II — Северо-Минусинская; III — Средне-Минусинская; IV — Южно-Минусинская. С т е п и: а — Уйбатская; б — Койбальская; в — Минусинская



водораздельной линии к югу, что свидетельствует о более интенсивном поднятии его южной части.

Назаровская впадина — предгорная равнина с куэстово-грядовым и холмисто-увалистым рельефом. Южная часть ее — предгорная равнина, формировалась одновременно с поднятием Солгонского кряжа и испытывала наименее интенсивные восходящие движения, так что в формировании рельефа главную роль сыграли денудационные и аккумулятивные процессы.

В пределах южной части впадины сохранились остатки древней дочетвертичной гидрографической сети. Особенно отчетливо выражено в рельефе долинообразное понижение почти широтного простирания к северу от Солгонского кряжа, у сел Малиновка и Скоробогатово. С современной гидросетью это понижение не связано.

Основой речной сети в пределах Назаровской впадины является р. Чулым и левый ее приток р. Сераж, в долинах которых наблюдается до четырех террас.

Самая верхняя, четвертая терраса Чулыма высотой до 60 м — эрозионно-аккумулятивная. В долине Сеража она не выражена, что, возможно, объясняется происходившей перестройкой древней гидрографической сети, остатки которой в виде сухих заброшенных русел обнаружены на прилегающих территориях. Третья терраса Чулыма Сеража высотой 30—40 м в основном аккумулятивная, но по Серажу местами она бывает эрозионно-аккумулятивной. Вторая и первая террасы высотой соответственно 15—20 и 6—12 м целиком аккумулятивные. Поймы в речных долинах имеют два уровня: высокий до 3—4 м и низкий до 1,5 м.

В настоящее время в предгорной равнине местами развиты оползневые процессы. Склоны долин здесь имеют бугристо-ступенчатый мезо- и микрорельеф.

Современный рельеф Назаровской впадины отчетливо отражает следы локальных тектонических движений. Так, Солгонский кряж испытывает поднятие и в настоящее время, о чем свидетельствуют наличие antecedentного участка долины Чулыма и интенсивное эрозионное придолинное расчленение. Поднятие хребта Арга оказывает подпруживающее действие на долины Чулыма и Сережа, придавая им черты дряхлости. В верховьях р. Березовки наблюдаются молодые глубокие овраги, резко расчленяющие древний выровненный рельеф предгорной равнины. Образование их может быть связано с оживлением тектонических движений в зоне развития тектонических нарушений, наблюдаемых здесь.

Северо-Минусинская впадина расположена южнее Назаровской. Она ограничена со всех сторон горными поднятиями: на севере — Солгонским, на юге — Батеневским кряжами, на востоке — Беллыкским Белогорьем и отрогами Восточного Саяна, на западе — отрогами Кузнецкого Алатау. Общая длина ее более 150 км, ширина 60 км. В Северо-Минусинской впадине также можно выделить две резко различные геоморфологические области.

Северная, центральная и юго-восточная части Северо-Минусинской впадины представляют собой обширные равнинные Ширинскую и Июсовскую степи со слабохолмистой поверхностью, с большим количеством мелких и крупных соленых озер. Эти равнинные пространства в тектоническом отношении приурочены к Чабаковско-Балахтинской впадине, которая сложена осадочными слоями девонского, отчасти каменноугольного возраста, собранными в пологие складки.

Обрамление Северо-Минусинской впадины — горы Батеневского кряжа и Беллыкского Белогорья — в основном приурочено к Батеневскому антиклинорию, сложенному нижнепалеозойскими толщами, прорванными интрузиями. Эти толщи собраны в систему сложных линейных складок, разбитых многочисленными разломами. Граница между впадиной и обрамлением проходит по зоне тектонических разломов, которая выражена в современном рельефе в виде резкого уступа депрессии, занятой древней Бейбулукской долиной. Эта долина шириной 1—3 км протягивается вдоль северного склона Батеневского кряжа почти на 40 км. Дно этой долины местами заболочено и приподнято над уровнем Енисея на 80—100 м.

Рельеф Батеневского кряжа имеет среднегорный характер с отдельными вершинами, абсолютные отметки которых достигают 1250 м (гора Хазырган). Для современного рельефа Батеневского кряжа характерны мягкие очертания склонов, выположенность водоразделов, что придает рельефу общий вид «дряхлости». Резким контрастом водоразделов являются глубоко врезанные долины с крутыми скалистыми склонами. Такой контраст морфологии долин и водоразделов свидетельствует о сравнительно недавнем поднятии страны и ее омоложении. В пределах Батеневского кряжа выделяется несколько типов рельефа, особенности которых обусловлены как литологией пород, так и молодым эрозионным расчленением.

В местах выходов интрузий эффузивно-осадочных пород кембрия четко выделяются среднегорный слабо и резко расчлененные типы рельефа. Первый приурочен к опущенным блокам, где эрозионные процессы происходят медленнее, чем на соседних участках. Долины рек в этих районах имеют плоское заболоченное дно, неширокое русло, а террасовые комплексы не наблюдаются. Делювиальные отложения склонов постепенно сливаются с отложениями поймы протекающих здесь рек. Резко расчлененный среднегорный рельеф Батеневского кряжа приурочен к приподнятым блокам. В этих местах реки глубоко врезаны, склоны долин крутые, скалистые. Низкогорный слабо расчлененный

рельеф с куэстами и грядами развит на эффузивно-осадочных породах нижнего и среднего девона. Долины приобрели очертания логов, котловин. В целом рельеф имеет мелкосопочный характер. Наличие кембрийских известняков в пределах Батеневского кряжа обусловило образование карстовых форм рельефа в виде пещер, карстовых озер. Для равнинного рельефа Северо-Минусинской впадины, приуроченного к Чебаковско-Балахтинской тектонической отрицательной структуре, характерны длинные скалистые цепи куэст и гряд, которые тянутся на десятки километров. Эти гряды окружают холмистые или плоскоравнинные пространства степей с крупными солеными и пресными озерами. Куэстово-грядовый рельеф с абсолютными высотами 500—600 м развит на моноклинально залегающих осадочных породах среднего и верхнего девона и нижнего карбона. Относительные превышения гряд достигают 150—200 м. Цепи куэст имеют два выдержанных направления: северо-западное и северо-восточное.

Плоскоравнинный рельеф Северо-Минусинской впадины приурочен к центральным частям мульды, где часто можно встретить обширные котловины с озерами Шира, Иткуль, Беле и др.

Равнинный рельеф обширных межкуэстовых понижений представляет собой сухие широкие ложбины с плоским дном и крутыми склонами. Особенность такого рельефа состоит в том, что плоские приозерные равнины приурочены к замкнутым синклиналям и открытым мульдам. Куэстово-грядовый рельеф, огибающий приозерные котловины, развит на крыльях синклинальных и антиклинальных складок.

На юго-востоке к Северо-Минусинской впадине примыкает Беллыкское Белогорье, представляющее собой западные отроги Восточного Саяна, т. е. область устойчивого поднятия. Поэтому здесь выработался эрозионно-тектонический среднегорный рельеф с глубоко врезанными долинами рек. Беллыкское Белогорье состоит из системы хребтов, к которым относятся Безымянный, Чертанский, Ирджинский и др. Хребты и горные кряжи ориентированы в северо-восточном направлении. Водораздельные пространства плоские, массивные, сводобразные. Вдоль северного фаса Беллыкского Белогорья проходит высокий скалистый хребет Тон, отроги которого круто обрываются к Енисею. Абсолютные отметки среднегорного рельефа Беллыкского Белогорья колеблются от 600 до 900 м, относительные — от 200 до 350 м.

Южная часть Северо-Минусинской впадины, примыкающая к Беллыкскому Белогорью, имеет характер слабо всхолмленной равнины, расчлененной сетью глубоких оврагов. Абсолютные отметки здесь колеблются от 200 до 400 м, относительное превышение не более 50—70 м. Основными водными артериями Северо-Минусинской впадины являются Енисей и Чулым, их долины шириной от 1,5—2 до 7 км с комплексом террас хорошо выработаны. Долина Енисея на этом участке имеет обрывистые, скалистые берега. Для Чулыма характерно медленное, спокойное течение, большое количество меандр, стариц отдельных озер и заболоченных участков.

Северо-западнее Беллыкского Белогорья разница превышений современного уреза Чулыма и Енисея на этом участке равна 100 м (отметка уреза воды Чулыма 300 м, Енисея 200 м), хотя русла их здесь сближаются на расстоянии около 10 км. Это различие в абсолютных отметках обусловлено дифференцированными поднятиями Беллыкского Белогорья и Чебаковско-Балахтинской впадины, которые способствовали повороту течения Енисея на восток и разобщению двух крупных бассейнов.

Средне-Минусинская впадина расположена севернее Южно-Минусинской, охватывает западное окончание складчатых сооружений Восточного Саяна и восточную периклиналь Батеневского анти-

клинория. Южная граница Средне-Минусинской впадины морфологически выражается в рельефе очень нечетко, и поэтому В. С. Мелешенко и Л. Г. Кац включали ее в состав Южно-Минусинской межгорной впадины. Мы же вслед за Б. Н. Красильниковым и Н. Г. Чочиа рассматриваем ее как самостоятельную межгорную впадину Саяно-Алтайской области. Описываемая впадина состоит из двух смежных крупных синклинальных складок, отчлененных друг от друга антиклинальным поднятием, осложненным разрывным нарушением.

В орографическом отношении Средне-Минусинская впадина представляет собой котловину, ограниченную с севера и востока отрогами Восточного Саяна, на северо-западе и западе Батеневским кряжем и его отрогами. Общая длина этой впадины не превышает 100 км, а ширина 50 км. Высота отрогов Восточных Саян и Батеневского кряжа, покрытых таежной растительностью, достигает 700—1200 км. Поверхность самой Средне-Минусинской впадины представляет чередование широких степных долинообразных понижений и куэстовых гряд с абсолютными высотами до 450—500 м.

Гидрографическая сеть в пределах этой впадины принадлежит Енисею, который пересекает территорию с юга на северо-запад, имея ширину долины от 2 до 6 км. Слева Енисей принимает мелководные, часто пересыхающие притоки (реки Кокса, Тесь, Ерба). Из правых притоков Енисея наиболее крупными являются реки Сыда и Беллык, которые берут свое начало в отрогах Восточный Саян.

Основной особенностью современного рельефа Средне-Минусинской впадины, так же, как и предыдущих Назаровской и Северо-Минусинской, является его тесная связь с тектоническим и геологическим строением района. На севере, юго-востоке и юго-западе окраины впадины поднимаются среднегорные и низкогорные массивы Восточных Саян и Батеневского кряжа. Центральная часть впадины расположена в пределах Сыдо-Ербинской синклинальной структуры, Среднегорный тип рельефа с абсолютными отметками от 800 до 1200 м развит на интрузивных породах. Низкогорный с абсолютными отметками 600—800 м распространен на эффузивно-осадочных породах кембрия. Куэстово-грядовый и холмисто-увалистый рельеф центральной части впадины наблюдается там, где осадочные горные породы среднего и верхнего девона и нижнего карбона имеют моноклинальное залегание. В осевых частях синклинальных структур Средне-Минусинской впадины развит и холмисто-увалистый рельеф равнинных пространств.

Современная гидрографическая сеть здесь часто наследует древнюю, в связи с чем создается резкое несоответствие между широкими древними долинами и относительно небольшими современными водотоками. В пределах Средне-Минусинской впадины, так же, как и в Северо-Минусинской, наблюдаются фрагменты древней и современной гидрографической сети. Остатки древней речной сети сохранились в основном на правом берегу Енисея. В самой долине Енисея на этом участке встречается пойма двух уровней: 2—3 и 5 м. Террасы высотой 10—12, 15—20, 60—70 м прослеживаются как в долине Енисея, так и по ее притокам — Сыде, Ербе, Каскыру. Самый высокий уровень террас по Енисею в пределах описываемой впадины имеет относительные отметки 100—110 м и достигает в ширину около 15 км. Пески этой террасы переветрены и закреплены сосновым лесом. В пределах Средне-Минусинской впадины от с. Беллык до с. Батени долина Енисея имеет вид глубоко врезанного скалистого ущелья, ширина которого совпадает с шириной русла.

Левый приток Енисея — Ерба — течет в широкой, корытообразной долине. Делювиальные отложения пологих склонов сменяются аллювием низких террас. Эта широкая долина не соответствует мощности водотока современной Ербы, что свидетельствует о том, что долина фор-

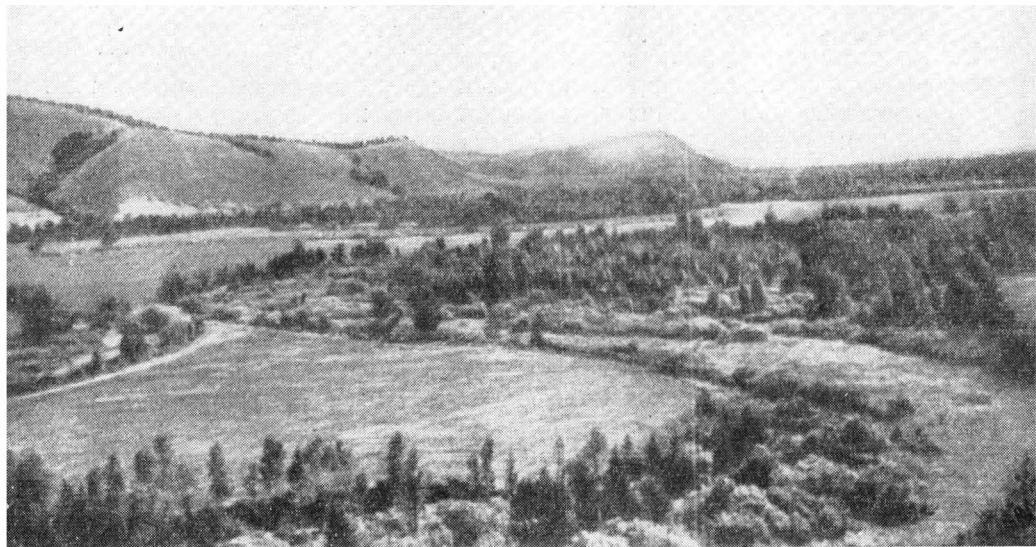


Рис. 22. Куэстово-грядовый рельеф горных «перемычек» в Южно-Минусинской впадине. Характер долины р. Он с интенсивным меандрированием русла. Фото Л. К. Зятьковой

мировалась в иных условиях, в эпоху, к которой относятся также древние долины рек Бейбулука и Теси.

Южно-Минусинская впадина является крайним южным звеном в цепи впадин Минусинского межгорного прогиба. Эта впадина на территории исследуемого региона является одной из самых значительных по размерам. Она занимает пространство, ограниченное на юге уступом северного склона Западного Саяна, на западе и северо-западе — горным поднятием Кузнецкого нагорья, на востоке и северо-востоке — отрогами Восточного Саяна. В современном рельефе дно Южно-Минусинской впадины имеет вид расчлененной равнины, над которой в виде куэстовых гряд возвышаются отдельные моноклинальные возвышенности, или кряжи (рис. 22). По строению поверхности Южно-Минусинской впадины в ней выделяется два района, различных по генезису, морфологии и возрасту рельефа. Более низкий Шушенско-Ойский район, имеющий абсолютные отметки 350—400 м, представляет собой равнину, сложенную четвертичными отложениями, т. е. ведущим рельефообразующим фактором здесь явилась аккумуляция. Более возвышенный район с абсолютными отметками 560—600 м занимает северную часть междуречья рек Абакана—Енисея, Амыла, Казыра. На отдельных приподнятых участках здесь наблюдаются выходы изверженных пород девона.

По характеру строения поверхности в области пониженного рельефа Южно-Минусинской впадины можно выделить ряд отличных друг от друга районов, в частности Койбальскую, Уйбатскую и Минусинскую степи.

Койбальская степь, занимающая юго-западную часть Южно-Минусинской межгорной впадины, приурочена к междуречью Абакана и Енисея. Она представляет собой волнистую равнину с абсолютными отметками не более 500—600 м. Валообразные гряды, которые здесь широко развиты, имеют преимущественно широтное простиранье и местами на

поверхности сохраняют незначительные по своей мощности покровы аллювиальных песков.

В южной части Койбальской степи, ближе к предгорьям северного склона Западного Саяна, узкой полосой прослеживается слабо наклонная на северо-запад аллювиально-пролювиальная равнина с большим количеством пресных озер, вытянутых в северо-западном направлении. Это — древняя долина Енисея, лежащая ныне на высоте 15—20 м над современным уровнем реки, и соответствующая первой террасе.

Уйбатская степь расположена в северо-западной части Южно-Минусинской межгорной впадины, между долиной Абакана и хребтом Азыр-Таг. Севернее устья р. Уйбат, левого притока Абакана, поверхность района представляет собой слабоволнистую равнину с абсолютными высотами не более 400—500 м. В восточной и южной частях района доминирует рельеф пологих моноклиналиных гряд, на фоне которого местами возвышаются одиночные останцы.

Минусинская степь занимает наиболее значительную площадь территории Южно-Минусинской межгорной впадины и приурочена преимущественно к междуречью Туба—Кебеж, т. е. Шушенско-Ойскому понижению. Это ровная слабохолмистая равнина с абсолютными высотами 300—350 м, постепенно переходящая в предгорья Восточных Саян. Речные долины направлены к центру впадины и врезаются на глубину 160—200 м. На водоразделе рек Лугавки и Ои на выходах девонских пород развит куэстово-грядовый рельеф (см. рис. 22).

Для Южно-Минусинской впадины характерно широкое распространение перевеянных дюнных песков с направлением на северо-восток, совпадающих с господствующим направлением ветров. Перевеянные пески встречаются как на водоразделах с отметками 520 м, так и на поверхностях первой и второй террас и даже на высокой пойме. Большая часть дюнных песков закреплена сосновыми борами, поэтому можно выделить рельеф закрепленных и рельеф развеваемых дюн. В речных долинах имеются три террасы. Верхняя из них встречается по рекам Тубе, Ини, Джирим (у с. Тубинского) в виде ровных, плоских и широких площадей, достигающих ширины 10 км. Ее высота 40 м. Терраса врезаема в озерно-аллювиальные супеси. Вторая терраса высотой 18—22 м целиком аккумулятивная и несет многочисленные остатки стариц, сухих русел. В основном эта терраса распространена по Абакану, Енисею, Тубе и Амылу и имеет ширину от 2 до 5 км. Первая терраса высотой 10—12 м распространена почти по всем рекам. Пойма достигает ширины от 3 до 5 км, иногда до 6—8 км и имеет, как и всегда, два уровня — 4—5 и до 2 м.

Участки долины Енисея, лежащие в пределах собственно впадин Минусинского прогиба, резко отличаются от участков пересечения горных перемычек. Так, при пересечении Батеневского кряжа, Беллыкского Белогорья и Восточного Саяна долина Енисея суживается до 2,5—3 км, а местами до 800—900 м при высоте бортов до 500 м. По склонам долины прослеживаются до девяти террас высотой до 240 м, среди которых преобладают скульптурные и скульптурно-аккумулятивные (Финаров, 1963). В пределах Южно-Минусинской впадины долина Енисея характеризуется чередованием расширенных до 18—20 км и суженных до 2—2,5 км участков. Сужения долины приурочены к положительным структурам и к выходам гряд коренных пород. В долине встречаются только две первые террасы, и только в предгорье Западного Саяна наблюдаются три более высокие.

В рельефе Минусинских впадин четко выражены разломы широтного направления, которые большей частью являются и естественными границами впадин. Это Саяно-Минусинская зона глубинного разлома, северные разломы Батеневского и Солгонского кряжей в виде уступов

резко отделяют горные сооружения от прилегающих впадин. Меридиональные разломы вдоль подножья Кузнецкого нагорья и Восточного Саяна менее заметно выражены в рельефе. Естественные границы этих горных сооружений не совпадают здесь с тектоническими линиями и переходят в прилегающие впадины постепенно, через низкие предгорья. Это дает возможность предполагать, что наиболее активные и контрастные тектонические движения проявились по широтным разломам. Очевидно, впадины в процессе своего формирования переживали преимущественно относительные опускания и слабые поднятия. Эта тенденция проявления тектонических движений сохранилась до настоящего времени и нашла прямое отражение в современном рельефе и характере долины Енисея во всех впадинах Минусинского межгорного прогиба.

МОРФОСТРУКТУРА МИНУСИНСКИХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН И НЕКОТОРЫЕ МОМЕНТЫ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

С точки зрения новейшей тектонической структуры описываемая территория представляет собой сложно построенную систему крупных впадин, окруженных сводово-ступенчато-глыбовыми поднятиями Западного, Восточного Саяна и Кузнецкого нагорья, входящими в состав Алтае-Саянской горной области (рис. 23).

Система Минусинских межгорных впадин как морфоструктура первого порядка наследует структуру герцинского наложенного прогиба, сформированного на нижнепалеозойском складчатом основании внутри Салаирских складчатых сооружений Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Она вытянута в субмеридиональном направлении более чем на 600 км при ширине 200—250 км и разделяется на морфоструктуры второго порядка, т. е. на отдельные впадины. Наиболее прогнутой является Южно-Минусинская впадина, где средне- и верхнепалеозойские отложения имеют наибольшую мощность. Менее прогнуты Средне-Минусинская (Сыда-Ербинская), Северо-Минусинская и Назаровская впадины, но зато в них появляются и достигают широкого развития мезозойские отложения, отсутствующие в Южно-Минусинской впадине.

Как было указано выше, в строении Минусинского межгорного прогиба выделяется несколько структурных этажей, отделенных друг от друга угловыми несогласиями и различающихся по типу складчатости: салаирский, герцинский и мезозойский, в совокупности являющихся чехлой Западно-Сибирской плиты. Каждый из структурных этажей в большей или меньшей степени наследует структурный план предшествующего, что было выяснено работами Б. Н. Красильникова, И. В. Лучицкого, В. С. Мелещенко, А. А. Моссаковского, Н. Г. Чочиа.

Согласно представлениям этих исследователей нижнепалеозойский складчатый фундамент в раннегерцинское время был разбит системой обновившихся разломов, по которым и произошло формирование крупных складчато-глыбовых структур, аналогичных подобным структурам горного обрамления Минусинских впадин. В последующие орогенные эпохи неравномерное движение глыб фундамента способствовало формированию в верхних структурных этажах крупных антиклинальных и синклинальных складок облекания, сложенных позднее системой более мелких, разнообразных по форме и направлению движения структур «штампового типа»: прогибов, поднятий куполов, коробчатых и брахиформных складок, имеющих глыбовую природу.

Эти своеобразные структуры платформенного типа нашли яркое отражение в структурно-денудационном рельефе Минусинских впадин. При этом, как правило, не наблюдается полного совпадения границ

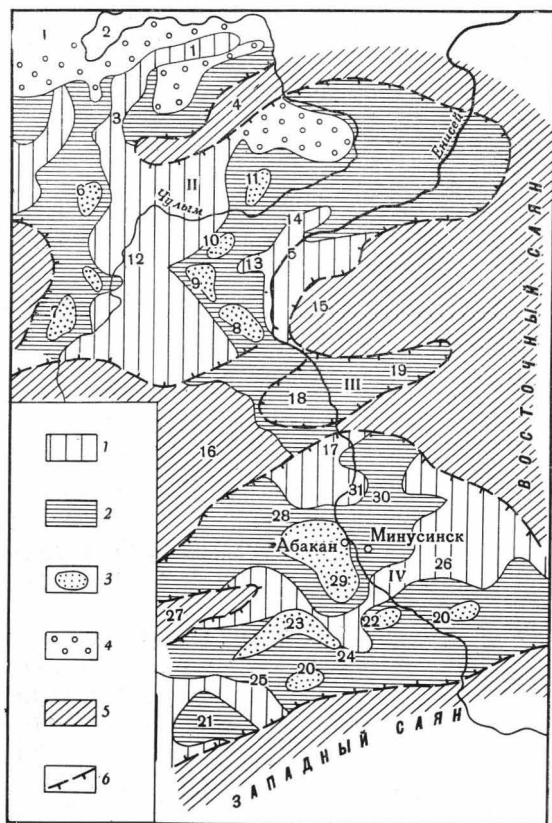


Рис. 23. Карта-схема новейших структур и тектонического строения (с использованием материалов И. В. Лучицкого и Н. Г. Чочина)

1 — районы распространения антиклиналей; 2 — районы распространения синклиналей; 3 — пониженные части синклиналей, выраженные в рельефе; 4 — плоские мульды, заполненные мезозойскими, преимущественно юрскими отложениями; 5 — выходы нижнепалеозойского складчатого фундамента на поверхность; 6 — границы впадин и горного обрамления
 Впадины (I—IV); I — Назаровская (1 — Антроповский вал, 2 — Назаровская мульда, 3 — Ашланское поднятие, 4 — Солгонский выступ); II — Северо-Минусинская (5 — Кокоревско-Новоселовский прибортовой выступ; мульды: 6 — Салбатская, 7 — Черно-озерская, 8 — Карасукско-Джигмиральская депрессия, 9 — Инткольская, 10 — Барантская, 11 — Балахтинская; поднятия: 12 — Копьевский купол, 13 — Кокоревское, 14 — Новоселозское); III — Средне-Минусинская впадина (выступы: 15 — Белькинский, 16 — Батеневский, 17 — Краснотуранское поднятие; мульды: 18 — Ербинская, 19 — Саднинская); IV — Южно-Минусинская впадина (20 — Кальско-Дубенская синклинальная зона, мульды: 21 — Табатско-Енисинская, 22 — Алтайская, 23 — Бейская, 24 — Черногорская, 25 — Калягинская, 26 — Минусинская; поднятия: 27 — Быстряное, 28 — Новомихайловское, 29 — Красноозерское, 30 — Алтай-Тагарское, 31 — Уйбатское)

древних и молодых структур и могут быть указаны примеры прямых, обратных и сложных соотношений молодых структур с древними. Вместе с тем следует отметить известную условность выделения кайнозойских структур в пределах впадин из-за крайне неполной изученности заполняющих их кайнозойских отложений.

Отдельные крупные впадины, входящие в систему Минусинских межгорных впадин, на схеме новейших структур выделены как структуры второго порядка. К ним относятся Южно-Минусинская, Средне-Минусинская, Северо-Минусинская и Назаровская межгорные впадины (см. рис. 23).

Наиболее крупной и сложно построенной из них является Южно-Минусинская впадина, имеющая в общем чашеобразную форму с расширенной южной частью. В пределах её по геологическим и геофизическим данным (Чочина 1958; Сурков, 1958) в современном рельефе четко выражены три структурные зоны, вытянутые в субширотном направлении: Кальско-Дубенская синклинальная, Уйбатско-Тагарская антиклинальная, и Черногорско-Калягинская синклинальная зоны. Кальско-Дубенская, или Присяянская синклинальная зона объединяет ряд крупных синклинальных структур, выраженных в рельефе в виде понижений, занятых долинами рек и бессточными озерными котловинами, в совокупности образующими предсаянскую депрессию длиной 250 км и шириной 30—40 км. В пределах Дубенской синклинали и Алтайской мульды расположено Шушенское понижение, занятое долинами Енисея и

Он. К территории Каптыревской, Кальской и Бейской синклиналей приурочено Койбалское понижение с древней енисейской долиной. По Табатской мульде проходит долина Абакана. Упомянутые древние синклинали заполнены комплексом нерасчлененных кайнозойских рыхлых отложений мощностью от 20 до 100 м. В пределах Кальско-Дубенской синклинальной зоны наблюдается ряд антиклиналей: Ново-Михайловская, Красноозерская, которые выражены положительными формами рельефа Абакан-Енисейского междуречья. Южная граница этой впадины с Западным Саяном проходит по хорошо выраженному в рельефе уступу, который соответствует обновленному Западно-Саянскому надвигу.

Уйбатско-Тагарская антиклинальная зона расположена в центральной части Южно-Минусинской впадины, протягиваясь в субширотном направлении от Уйбатского структурного носа (отрога Кузнецкого Алатау) до района с. Курагино на р. Тубе, у подножья Восточных Саян. В пределах Уйбатско-Тагарской антиклинальной зоны выделяются Алтае-Тагарская антиклиналь и Уйбатский структурный нос, образующие наиболее высокие части междуречий Тубы, Енисея и Абакана и выраженные в виде низкогорного слабо расчлененного рельефа.

Черногорско-Калягинская, или Приабаканская синклинальная, зона занимает всю северную часть Южно-Минусинской впадины. На ее площади расположены Черногорская, Бейская, Минусинская мульды и ряд мелких синклиналей и мульд, разделенных Быстрянской антиклиналью.

Все перечисленные тектонические зоны Южно-Минусинской впадины в период активизации новейших тектонических движений испытали незначительное опускание, о чем свидетельствуют небольшие мощности рыхлых мезо-кайнозойских отложений. Глубина залегания кровли коренных палеозойских пород даже в самых пониженных участках не превышает 100—150 м.

В областях поднятий Южно-Минусинской впадины преобладает структурно-денудационный рельеф различного морфологического облика: куэстово-грядовый, рельеф столовых возвышенностей, холмистый и т. д.

Опущенный и погребенный структурно-денудационный рельеф был изучен с применением бурения в пределах Минусинской депрессии в районе Центрально-Тагарского поднятия. Он представляет собой систему куэстовых гряд, погребенных под кайнозойским осадочным чехлом мощностью 230—290 м, в основании которого лежат красно-бурые плиоценовые (?) глины, которые не только заполняют долины, но и покрывают погребенные водоразделы. Северное крыло крупного Алтае-Тагарского антиклинального поднятия в настоящее время служит водоразделом рек Тубы и Лугавки. Нисходящие движения в пределах Минусинской мульды продолжаются и в настоящее время, о чем свидетельствует широкая долина Тубы со слабо заболоченной поймой, в пределах которой русло реки дробится на многочисленные рукава.

Черногорская депрессия располагается в пределах крупного Черногорского синклинального прогиба. Ее наиболее прогнутые части выделяются как Усть-Уйбатская и Усть-Абаканская мульды. В отличие от других отрицательных морфоструктур, осложняющих Южно-Минусинскую впадину, для большей части Черногорской депрессии характерно крайне слабое развитие кайнозойских отложений, представленных только осадками второй половины позднечетвертичной эпохи и голоцена. Возможно, она была заложена позднее других депрессий Южно-Минусинской впадины. Абсолютные высоты древнего рельефа в наиболее поднятых северо-западных прибортовых частях Черногорской депрессии достигают 600 м (рис. 24). Алтайский вал, сформированный в субширотном направлении вдоль южного крыла Алтае-Тагарского поднятия и частично Бейской мульды, отделяет Минусинскую и Черногорскую де-



Рис. 24. Низкогорный (а) и куэстово-грядовый (б) рельеф Батеневского поднятия и равнинный рельеф (в) Черногорской депрессии, расположенной в северо-западной части Южно-Минусинской впадины. Аэрофотоснимок

прессии от Предсаянской депрессии. Последняя располагается в пределах Южно-Абаканского прогиба, или Табатско-Есинской мульды и частично Кальско-Дубенской синклинальной зоны. В приподнятой западной части Предсаянской депрессии на поверхности развита древняя кора выветривания, которая обычно погребена под покровом кайнозойских отложений мощностью до 67 м. Дубенская, Кальская и другие синклинальные структуры испытали унаследованные относительные опускания в новейший период. В пределах Шушенско-Ойского понижения кровля среднечетвертичных озерных отложений опущена не менее чем на 50—100 м по отношению к другим частям Предсаянской депрессии и на 200 м по отношению к тем же отложениям в северной части Алтайского вала.

Положительные морфоструктуры Беллыкского и Батеневского выступов возвышаются над прилегающими впадинами в виде средневысотных кряжей.

Средне-Минусинская впадина наследует в общем одноименную палеозойскую структуру, но ее современная граница сдвинута в район Краснотуранского поднятия, в пределах которого в новейшее

зремя развилась Краснотуранская мульда. Осложняют впадину Ербинская и Сыдинская мульды, к которым приурочены современные долины рек Сыды и Ербы.

Северо-Минусинская впадина ограничена с севера тектоническим уступом высотой до 300 м, проходящим вдоль южного подножья Солгонского кряжа; от Средне-Минусинской впадины она отделяется Беллыкским и Батеневским выступами. В ее пределах выделяется ряд новейших структур, унаследованных от одноименных палеозойских структур (см. рис. 23), в свою очередь осложненных структурами более мелкого порядка — различными по величине мульдами (Салбатской, Черноозерской, Барантской и др.) и небольшими поднятиями. Из них небольшое Новоселовское поднятие, разобщающее долины Енисея и Чулыма, совпадает с Новоселовской атиклиналью. С продолжающимся ростом этой структуры в верхнечетвертичное время связан поворот Чулыма на север в сторону Назаровской впадины. Прямое отражение в рельефе имеют Копьевский купол, Кокоревский вал, состоящий из системы антиклинальных складок, вытянутых в широтном направлении, а также Джиримо-Карасукская депрессия.

Области поднятий выглядят холмисто-грядовым рельефом с абсолютными высотами до 600 м. Местами этот рельеф скрывается под покровом кайнозойских отложений, из которых наиболее полно сохранились среднечетвертичные отложения. В районе с. Балахта между Чулымом и Енисеем они слагают широкую, в настоящее время сильно размытую террасовидную поверхность с абсолютными высотами 450—470 м. Мощность их зависит от неровностей коренного ложа и последующего размыва и местами достигает 100—150 м.

Назаровская впадина в пределы описываемой территории входит своей восточной частью, отделяясь от Северо-Минусинской впадины Солгонским выступом. Последний в процессе поднятия подвергался расчленению и приобрел среднегорный рельеф с абсолютными высотами 800—850 м. От южной части Западно-Сибирской низменности Назаровская впадина отделяется хребтом Арга. Впадина осложнена Назаровской и Сerezжской мульдами и Антроповским валом, по знаку движения совпадающими с палеозойскими структурами. Вдоль северного подножья Солгонского выступа в нескольких пунктах встречены красочные плисеновые глины мощностью до 20 м. Более широко распространены бурые глины, залегающие непосредственно на палеозойских породах и нивелирующие древний рельеф. Среднечетвертичные отложения, начинающиеся с «синих глин» мощностью 24—25 м, приурочены к переуглубленным участкам долин.

При сравнении палеозойских и новейших структур Минусинских впадин выявляется, таким образом, общая прямая унаследованность крупных морфоструктур, а перестройки структурного плана ограничивались главным образом пределами структур более мелкого порядка.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА МИНУСИНСКИХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН

Этап геосинклинального развития

Система Минусинских впадин образует вытянутый в меридиональном направлении Минусинский межгорный прогиб (Лучицкий, 1960). Согласно представлениям И. В. Лучицкого (1952), В. С. Мелешенко (1956), Б. Н. Красильникова (1953), А. А. Моссаковского (1963), фундамент и горное обрамление минусинских впадин образуют верхнекембрийские складчатые сооружения Кузнецкого Алатау, юго-западного склона

Восточного Саяна и северного склона Западного Саяна, ограниченные с востока, запада и юга крупными глубинными разломами — Восточно-Саянским, Кузнецко-Алтайским и Саяно-Минусинским. Обособление данной территории как крупной тектонической единицы произошло в конце позднего докембрия, когда в результате раздробления жесткого субстрата образовалась синийско-кембрийская геосинклинальная система. Главными структурными элементами в это время являлись Северо-Минусинский и Южно-Минусинский внутригеосинклинальные прогибы и разделяющее их Батеневское внутригеосинклинальное поднятие (Моссаковский, 1965).

В конце кембрия эта геосинклинальная система замкнулась, испытала складчатость и превратилась в верхнекембрийско-ордовикское (салаирское) складчатое сооружение, которое и является фундаментом Минусинских межгорных впадин. Сильно метаморфизованные породы этого структурного яруса смяты в крупные гребневидные изоклинальные складки разных ориентировок и разбиты разломами преимущественно северо-западного или северо-восточного простирания.

Образование Минусинского прогиба относится к началу девона, поскольку отложения девонского возраста отделены от подстилающих пород фундамента длительным перерывом и залегают на них с резким угловым несогласием. С точки зрения общих тенденций развития рельефа Минусинских межгорных впадин важно подчеркнуть, что уже после замыкания раннепалеозойских геосинклиналей, т. е. с девона, Минусинские впадины превратились в центры устойчивого длительного погружения, сопровождаемого интенсивным осадконакоплением и вулканической деятельностью. Характерной особенностью девонского комплекса пород является чередование мощных континентальных красноцветных толщ, сформированных в аридных условиях, с менее мощными сероцветными карбонатными толщами, накопившимися в прибрежно-морских и лагунно-морских условиях или крупных солоноватоводных бассейнах.

Общее интенсивное прогибание территории Минусинского межгорного прогиба сопровождалось дроблением его складчатого фундамента на отдельные блоки. По глубинным разломам, ограничивающим Минусинский прогиб, изливались потоки лав преимущественно основного состава, а в удаленных от бортов участках прогиба одновременно происходила седиментация терригенных, лагунных и морских осадков. В целом Минусинский межгорный прогиб в нижнедевонское время не представлял собой однородной области, а испытывал дифференцированные перемещения, которые привели к образованию внутренних поднятий и прогибов. Эти крупные валообразные глыбовые структуры оказали в дальнейшем влияние на процессы седиментации в средне-верхнепалеозойское время. Со среднего девона в Минусинском межгорном прогибе началось накопление молассовых образований — красноцветных конгломератов, песчаников и алевроитов, снос которых осуществлялся с поднимающихся горных сооружений Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и приподнятых блоков фундамента. Во второй половине живетского века на территорию прогиба проникло море и произошло накопление карбонатных образований — известняков, известковистых песчаников, мергелей. В верхнем девоне общие восходящие движения вызвали регрессию моря и установление континентального режима с накоплением лагунно-дельтовых и континентальных красноцветных песчаников, алевроитов, мергелей и известняков. Следовательно, горные сооружения к этому времени были значительно пенепленизированы и их рост происходил менее интенсивно, чем во время формирования моласс. В целом прогибание впадин компенсировалось поступающим в них терригенным материалом, приносимым реками и временными потоками с окружающих горных сооружений (Анатольева, 1955). При этом горные пс-

ремьчки, разделяющие в настоящее время отдельные впадины, неоднократно погружались, так что впадины периодически соединялись между собой. Общая суммарная мощность девонских пород в Минусинском прогибе приблизительно равна 8000 м.

В раннем карбоне восходящие движения сменились нисходящими, в Минусинском прогибе образовался большой полузамкнутый залив, который после регрессии в конце турнейского века превратился в огромное озеро, разбившееся позднее на ряд мелких озер. С востока и юго-востока, а по М. И. Грайзеру (1960), и с Алтая в котловину приносилось большое количество пеплового материала. В результате на значительной части Минусинской котловины сформировалась пестроцветная туфогенно-осадочная толща, которая залегает согласно на красноцветных верхнедевонских породах и вверх по разрезу сменяется угленосной толщей, накапливавшейся до нижней перми включительно.

Пермские отложения на территории Минусинского прогиба накапливались только в трех наиболее глубоких мульдах: Бейской, Приенисейско-Абаканской и Белоозерской. Они представлены верхними горизонтами непрерывной угленосной серии, сложенной полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами преимущественно светло-серой окраски с редкими прослоями конгломерата. Общая мощность нижнепермской толщи, заключающей до 26 пластов угля, достигает 900—1000 м.

На юге Минусинского прогиба угленосные отложения, по данным Г. Ф. Крашенинникова, характеризуются относительно грубообломочным составом. Провинция питания в виде горной страны, по его мнению, располагалась на юге Кузнецкого Алатау.

После накопления угленосной формации Минусинский межгорный прогиб был вовлечен в герцинские орогенные движения, и в результате блокового перемещения отдельных глыб фундамента в среднепалеозойских отложениях образовались штамповые складки. Тектонические структуры этого яруса представлены, с одной стороны, синклиналильными прогибами и антиклиналильными поднятиями, мульдами и куполами, с другой — коробчатыми складками, крупными флексурами и т. д. В это время образовались складчато-глыбовые структуры Батеневского и Солгонского кряжей и, по-видимому, хребта Арга, разделившие Минусинский прогиб на систему межгорных впадин. Указанные ремьчки в общем представляли собой антиклинали, осложненные вдоль бортов впадин тектоническими разрывами, выраженными в рельефе в виде уступов. Орогенный процесс завершился общим подъемом всей территории впадин, что вызвало усиление сноса. В результате этого в Северо-Минусинской и Назаровской впадинах была уничтожена палеозойская угленосная толща, небольшие пятна которой уцелели лишь в Интикольской мульде и в районе оз. Белого.

Таким образом, в результате проявления позднегерцинского орогенеза окончательно сформировались основные черты наблюдаемого структурного плана Минусинских межгорных впадин. В целом область Минусинского межгорного прогиба стала настолько консолидированной, что, по мнению В. Е. Хаина (1966), может быть названа молодой платформой.

Этап послегеосинклиналиного развития

В конце триаса и в начале юры после длительной эпохи денудации Назаровская впадина и северная часть Северо-Минусинской были вовлечены в общее опускание. В эрозионно-тектонических депрессиях единой пенепленизированной поверхности начала формироваться юрская толща, содержащая в основании гальки пород, развитых в окружающих горных массивах. По данным Э. А. Еганова (1955), горные сооружения,

окаймляющие Северо-Минусинскую и Назаровскую впадины, в течение юрского периода несколько раз испытали фазы ускоренного поднятия, и тогда угленакопление сменялось образованием безугольных, главным образом песчаных толщ.

Мощность ниже- и среднеюрских отложений, представленных мелкогалечными и гравийными конгломератами, песками, алевритами и глинами с прослоями углей, достигает в Северо-Минусинской впадине 1100 м, а в Назаровской — 500 м. Грубообломочные юрские отложения, встреченные в ряде мест в пределах Восточного Саяна, К. В. Боголепов рассматривал как реликты долин, прорезавших сводообразно поднимающиеся горные массивы. Характер осадков позволяет предполагать значительное расчленение этих районов и их общий среднегорный облик с превышениями на 600—1000 м. Из пределов горных сооружений обломочный материал выносился реками и аккумуляровался в замкнутых и полузамкнутых мелководных бассейнах впадин. Подобный озерно-речной бассейн существовал, например, на территории Балахтинской мульды. Видимо, в то время уже существовали Енисей и его притоки. По данным Б. Н. Красильникова (1958), юрские отложения (конгломераты, состоящие исключительно из белой кварцевой гальки и рыхлых песчаников кварцевого состава) были образованы из материала, принесенного из горных районов Кузнецкого Алатау, Восточного и Западного Саяна, испытавших в это время поднятия.

Л. Б. Рухин (1960), изучив палеогеографические условия Азиатского материка, также пришел к выводу, что верховье современного Енисея существует с нижнего мезозоя. В доказательство этому он сослался на данные В. Н. Сакса (Сакс, Ронкина, 1958) о наличии красноцветных аллювиальных отложений среди мезозойских образований в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Пра-Енисей, слившись с Пра-Чулымом и другими реками, видимо, образовывал обширный озерно-речной бассейн в пределах Северо-Минусинской впадины. Положение мезозойского Пра-Енисея на территории Минусинского прогиба, видимо, было близко к современному, так как современная долина Енисея приурочена к меридиональной оси прогиба, унаследованной от палеозоя, проходящей через Южно-Минусинскую, Средне-Минусинскую и Северо-Минусинскую впадины. Эта наиболее опущенная зона известна под названием Ворошиловского прогиба.

Области аккумуляции представляли собой плоские озерно-аллювиальные равнины, в пределах которых в условиях повышенного увлажнения происходило углеобразование. На остальной территории Минусинских межгорных впадин был, видимо, развит эрозионно-денудационный мелкопочвенный и холмисто-грядовый рельеф, образовавшийся в результате препарировки верхнепалеозойских платформенных структур. В пределах горного обрамления этот рельеф сменялся низко- и среднегорным. Аналогичные участки сохранились и в современном рельефе. Начиная с поздней юры и в раннем мелу на территории Минусинских межгорных впадин, как и в пределах их горного обрамления, господствовали процессы денудации. Только в северной части Назаровской впадины в условиях аридного климата отложилась толща континентальных пород нижнего мела мощностью до 70 м, представленная чередованием песков и пестроцветных алевритов, обогащенных карбонатом кальция; она залегает на юрских слоях с признаками размыва. Участки осадкообразования в мелу, как и в юре, обычно совпадают с синклиналиными структурами среднего-верхнего палеозоя.

В северной части Минусинских межгорных впадин в конце юрского и в меловое время возобновились тектонические движения преимущественно вдоль древних разломов, что способствовало формированию пологих складок. Структуры, развитые в мезозойском структурном ярусе, огли-

чаются сравнительно большими размерами. Это преимущественно широкие мульды, разделенные пологими антиклинальными перемычками, развитие которых было подчинено палеозойским структурам.

Таким образом, в мезозойское время на территории Минусинских межгорных впадин преобладал денудационный рельеф.

Активные тектонические движения в районах горного обрамления привели к выносу и накоплению обломочного материала в северных впадинах Минусинского прогиба, где, очевидно, проявилось опускание Назаровской и северной части Северо-Минусинской впадин.

Этап денудационного выравнивания рельефа

Особенно интенсивное развитие процессов денудационного выравнивания на интересующей нас территории, видимо, следует отнести в основном к позднемеловому и палеогеновому времени.

Стабильная тектоническая обстановка, в общем характерная для конца позднего мела и верхнемеловой эпохи, сочетаясь с условиями жаркого и влажного климата, была благоприятна для формирования коры выветривания латеритного типа. В районе хребта Арга и на прилегающих частях Западно-Сибирской низменности подобного типа кора выветривания развита на породах юры и нижнего мела и переходит в пестроцветные каолиновые образования апт-сеноманского возраста (Боголепов, 1966).

Судя по сравнительному грубообломочному составу позднемеловых осадков в пределах Западно-Сибирской низменности, на прилегающих к ней южных районах в это время происходил размыв, сопровождавшийся химическим выветриванием. В палеогене вынос обломочного материала в общем сократился. Достаточно теплый и влажный климат способствовал интенсивному развитию процессов химического выветривания и корообразования. Эта эпоха, как можно судить по приведенным ниже данным, продолжалась до позднего олигоцена.

Древние коры выветривания каолинито-глинистого типа в пределах Минусинских межгорных впадин и ее горного обрамления имеют сравнительно широкое распространение. Степень их сохранности в разных районах различна, и полного профиля кор выветривания обычно наблюдать не удается. Чаще всего они представлены своей нижней зоной — зоной структурного элювия. Наиболее мощные коры развиты на интрузивных породах (гранитах, гранодиоритах) и хорошо раскристаллизованных эффузивах нижнего-среднего девона. Мощные коры выветривания (до 100 м) можно наблюдать на западном склоне Восточного Саяна по р. Кизир (у селений Кордово, Николаевка и др.) и в бассейне р. Джебь, где в их профиле можно различить два горизонта. В нижнем горизонте мощностью около 90—100 м свежая порода постепенно переходит в желтовато-серые дресвяники, которые вверх по разрезу также постепенно сменяются желтовато-серыми глинами мощностью не более 5 м. Кора выветривания сформировалась здесь в условиях хорошо разработанного структурно-денудационного рельефа низкогорного блока с глубиной расчленения до 200—300 м.

Вдоль южного борта Южно-Минусинской впадины, в предгорьях Западного Саяна коры выветривания покрывают низкие водоразделы и их склоны. На гранитоидных породах они представлены маломощным дресвянистым горизонтом с гидрослюдистым составом глинистой фракции. Мощность коры не превышает нескольких метров.

В бассейне р. Каспы у Золотого ключа, по данным бурения Южно-Минусинской экспедиции КГУ, в понижениях рельефа древний аллювий перекрывается красноцветными и сероцветными продуктами переотложенной коры выветривания, накопление которой, по данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного М. П. Гричук, началось в верхнем плиоцене. У с. Шунеры глинистая кора выветривания, развитая на красноцветных песчаниках девона, перекрывается желтовато-серыми глинами предположительно подзеолигоценового возраста.

Исходя из условий залегания древних кор выветривания, наблюдаемых в прибортовых частях Минусинских межгорных впадин, и по данным бурения, рельеф интересующей нас территории в период корообразования был достаточно разнообразен и не представлял собой идеальной денудационной равнины. Вероятно, близ западного и южного бортов Южно-Минусинской впадины преобладали пологохолмистые междуречья с широкими речными долинами и отдельными островками возвышенностей, обычно связанных с выходами нижнепалеозойского фундамента. В центральной части Южно-Минусинской впадины на южном склоне Алтае-Тагарского поднятия и в других местах, где глинистая кора выветривания сохранилась между выступами пологопадающих пластов девонских пород, очевидно, уже сформировался ярко выраженный структурный рельеф.

Вывод о достаточно сложном рельефе подтверждается и монотонным типом профиля коры выветривания, для которого характерен постепенный переход от свежей породы к глинистой коре. Подобные профили кор мощностью 100—200 м обычно возникают в условиях хорошего дренажа, для обеспечения которого необходимо расчленение поверхности на глубину 300—400 м (Фридланд, 1964). Таким образом, доолигоценовая кора выветривания, видимо, была распространена почти повсеместно. Последующие тектонические движения разобщали поверхность, покрытую корой выветривания, и способствовали уничтожению последней. К настоящему времени практически сохранились только корни коры выветривания, преимущественно на участках относительного погружения, где они погребены под более молодыми образованиями.

На территории Минусинских межгорных впадин в меловое и палеогеновое время, видимо, продолжала существовать речная сеть, унаследованная от предшествовавшего этапа и приуроченная к осевой части прогиба.

Новейший этап развития рельефа (поздний олигоцен—начало раннечетвертичной эпохи)

В позднем олигоцене наблюдается поднятие всей Алтае-Саянской горной области, сопровождаемое оживлением эрозионной деятельности рек.

Минусинские впадины в это время представляли собой область слабо дифференцированных восходящих движений, но их отдельные участки испытывали относительное погружение, что способствовало заполнению их осадками. Например, в Южно-Минусинской впадине к аллювиальным отложениям позднеолигоценового Енисея условно отнесены песчано-галечные образования, вскрытые скважиной Ленгидропроекта в районе Минусинска на глубине 28—33 м под аллювием первой террасы Енисея. В их спорово-пыльцевом спектре присутствует до 40—60% древесных пород, из них 35—40% широколиственных; вверх по разрезу содержание пыльцы дуба падает до 2%, возрастает количество пыльцы березы, ольхи и др.

Аналогичный спорово-пыльцевой спектр был получен из горизонта серых глин мощностью около 10 м, вскрытых скважиной на левом берегу Чулыма в Назаровской впадине, что позволило сопоставить указанные отложения с верхней частью разреза бельской свиты Енисейского кряжа, относимой к верхнему олигоцену (Боголепов, 1957, 1961). У южного борта Назаровской впадины в бассейне р. Урюп Н. Б. Семихатовой (1959) отмечено развитие рыхлых пролювиальных отложений мощностью 6—10 м, залегающих в виде изолированных пятен на водоразделах с абсолютными высотами 400—500 м. Они состоят из песчано-галечно-го материала, в составе которого преобладает неравномерно скатанная галька главным образом кремнистых пород размером до 3 см. Палинологические данные по смежным районам Чулымо-Енисейской впадины позволяют отнести эти водораздельные галечники к бельской свите верхнего олигодена (Архипов, Кулькова, 1965). Формирование галечников, видимо, связано с выносом обломочного материала со стороны поднимающегося горного массива Кузнецкого Алатау на предгорную равнину (рис. 25).

Недостаточно ясен в настоящее время вопрос о возрасте зеленоватосерых глин, приуроченных к основанию разреза кайнозойских отложений Южно-Минусинской впадины. Глины выходят в нижней части цокола террасы Енисея у с. Шунеры и перекрываются серией белесых, почти чисто кварцевых песков и галечников мощностью до 4 м. По данным палинологического анализа, галечники образовались в условиях господства сухих степей и относительно теплого климата. Признаки подобной аридизации климата (увеличение содержания пыльцы травянистых растений) отмечены К. В. Боголеповым (1961) для кирнаевской свиты миоцена Енисейского кряжа. А. Г. Черняховский, изучив минералогический состав глин и перекрывающих их галечников, также считал возможным сопоставлять глины и галечники с кирнаевской свитой. Аналогичные глины и галечники были вскрыты скважинами в других частях Южно-Минусинской впадины у сел. Бол. Иня, Бол. Ничка, Колмаково, Тигрицкое и в других пунктах. Они повсеместно залегают на сильно расчлененной поверхности палеозойских пород, заполняя погребенные долины и перекрывая погребенные водоразделы, так что мощности глины изменяются от 20 до 120 м.

По наблюдениям Н. И. Парвицкой и Г. В. Пинуса, по направлению к Западному Саяну серо-зеленые глины сменяются красно-бурыми, и в них увеличивается количество прослоев песка и галечника.

У с. Моторского из аналогичных зеленоватосерых глин был получен спорово-пыльцевой спектр, позволивший А. А. Моссаковскому (1960) отнести их к нижнему плейстоцену. А. П. Пуминов (1964), проанализировав те же материалы, датировал глины олигоцен-миоценом, а каолинизированные глины в цоколе террасы у с. Шунеры он отнес к среднечетвертичным образованиям. Нам представляется более обоснованным заключение об олигоцен-миоценовом времени образования рассматриваемых отложений.

По-видимому, вдоль фаса растущих гор Западного Саяна в олигоцен-миоценовое время располагался пролювиальный шлейф. Наряду с сильно выветрелым материалом, поступившим за счет размыва и перетолжения кор выветривания, в пролювии присутствуют и довольно свежие обломки, что указывает на далеко зашедшее расчленение горного обрамления, возможно связанное с подвижками и вдоль крупного надвига, ограничивающего Южно-Минусинскую впадину. Залегание глин, образовавшихся за счет переотложения доолигоценных кор выветривания, в виде линз среди песчаных глин и рыхлых отложений (месторождения Шунерские I и II) свидетельствует о том, что Енисей во время накопления упомянутых осадков в пределах Южно-Минусинской впадины

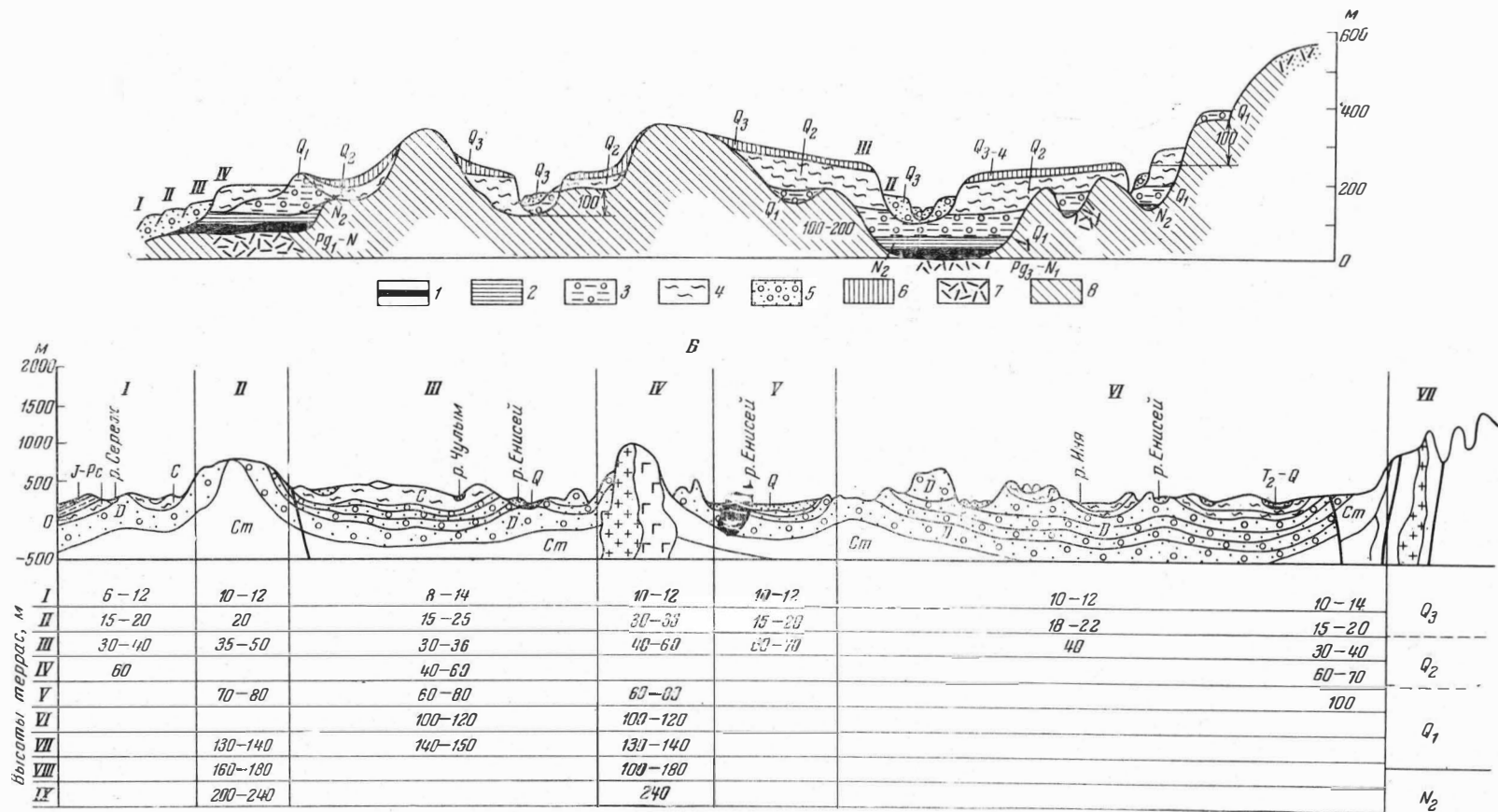


Рис. 25. Принципиальная схема строения рельефа Минусинских межгорных впадин (А)

1 — олигоцен-миоценовые аллювиально-пролювиальные зеленовато-серые глины; 2 — плиоценовые красно-бурые глины и суглинки с прослоями серых глин и торфяников; 3 — нижнечетвертичные (озерно-аллювиальные) выветрелые и обочерные галечники, пески, глины, суглинки; 4 — среднечетвертичные отложения койского полифацциального комплекса (лессовидные суглинки, супеси, пески, глины и галечники); 5 — верхнечетвертичные аллювиальные отложения I, II, III террас (галечники, пески, супеси, лёссовидные суглинки); 6 — элювиально-делювиальные покровные отложения склонов и водоразделов (лессовидные суглинки, супеси); 7 — коры выветривания; 8 — палеозойские породы

Геолого-геоморфологический профиль Минусинских впадин (Б): I — Чулымская, II — Березгинская, III — Енисейская, IV — Ининская, V — Енисейская, VI — Ининская, VII — Енисейская, VIII — Ининская, IX — Енисейская

имел медленное течение и по своему режиму был близок к проточным озерным водоемам. Условно к реликтам миоценового Енисея, видимо, следует отнести песчано-галечные отложения мощностью до 3—4 м, развитые на поверхности террасы высотой 200—240 м у северо-западного борта Северо-Минусинской впадины, у сел. Езагош и Дорошкеево (Финаров, 1965).

В конце неогена область осадконакопления расширилась за счет вовлечения в общее опускание участков горного обрамления. Так, на юго-западном склоне Восточного саяна, в бассейне р. Каспы, рядом скважин вскрыты красно-бурые сильно песчанистые глины с прослоями темно-серых глин. Мощность их различна и меняется за счет неровностей коренного ложа: обычно она не превышает 15—20 м, но севернее хребта Байтагского достигает 115 м. В пределах Назаровской впадины, вдоль северного подножья Солгонского кряжа, в районе сел Мариновка и Скоробогатово по распространению аналогичных красно-бурых неоднородных глин мощностью до 20 м реконструируется широкое долинообразное понижение, вытянутое в субширотном направлении. Древние долинообразные понижения, не связанные с современной гидрографической сетью и заполненные красноцветными глинами, прослеживаются также в пределах Северо-Минусинской впадины, у восточного подножья Копьевского купола и в других местах.

По данным палинологического анализа, проведенного М. П. Гричук, красно-бурые глины бассейна р. Каспы можно сопоставить с верхними частями кызылгирской свиты на Алтае (преобладание пыльцы темнохвойных пород — ели, тсуги, пихты с небольшой примесью широколиственных — липы, дуба). Верхние горизонты этих глин бедны пыльцой, что, видимо, связано с сильной выветрелостью пород. Примерно тот же состав пыльцы характерен для плотных серых глин, вскрытых в том же районе в интервале глубин от 9,8 до 20,5 м. В скважине у с. Камешки в переотложженной коре выветривания на глубине 53,2 м В. А. Астаховой обнаружен неопределенный обломок кости млекопитающего. Судя по сохранности костного вещества, геологический возраст остатка не моложе низов среднего плейстоцена и не древнее второй половины плиоцена (закключение Э. А. Вангенгейм).

Минералогический состав этих отложений характеризуется присутствием как устойчивых, так и слабо устойчивых к выветриванию минералов. Характерно также содержание слабо окатанных или совершенно неокатанных обломков пород, почти не затронутых процессами выветривания. Глинистая фракция состоит в основном из гидрослюд. Нижние горизонты обычно обогащены карбонатами кальция и отличаются повышенным содержанием каолинита и глинистой фракции, что свидетельствует об образовании их за счет верхних горизонтов кор выветривания в условиях сравнительно сухого климата, который позднее сменяется на гумидный. На аридизацию климата указывает и преимущественно делювиальный состав отложений.

Подводя некоторые итоги изложенному, можно предполагать, что в олигоценовое время на территории Минусинских впадин существовал достаточно расчлененный рельеф, возникший в результате общего поднятия и дефференцированных тектонических движений. Одновременно с поднятием Западного Саяна, Батеневского, Беллыкского и Солгонского кряжей и других структур начала развиваться гидрографическая сеть.

В миоплиоценовое время большая часть территории Минусинских впадин представляла собой равнины, занятые озерными бассейнами и широкими долинообразными понижениями, в пределах которых накапливались озерные отложения, перемежающиеся с делювиально-пролювиальными. Общий характер этих отложений, представленных в общем тонкообломочными глинистыми породами с примесью щебня, и их

небольшая мощность свидетельствуют об отсутствии в это время резко контрастных движений. Наблюдаемый в это время процесс почти всеместного переотложения кор выветривания протекал в условиях слабого прогибания впадин и поднятия их бортов. Относительно слабым проявлением новейших движений определяется также хорошая сохранность древнего структурно-денудационного рельефа, местами фиксируемого корами выветривания и развитого главным образом в прибортовых частях впадин. Разделяющие и окаймляющие впадины районы поднятий характеризуются низкогорным и среднегорным рельефом. В то же время известно, что для юго-восточных частей Восточного Саяна амплитуда расчленения «добазальтового» рельефа составляла 500—700 м. Мощные излияния базальтов, заполнивших неровности горного рельефа, датируются здесь концом третичного — началом четвертичного времени (Олюнин, 1965).

Период активизации новейших тектонических движений в Алтае-Саянской области в плиоцене и раннечетвертичную эпоху отразился в накоплении делювия в Южно-Минусинской впадине. На большей части остальной территории происходило, видимо, лишь очень слабое преобразование рельефа. В раннечетвертичную эпоху в долинах рек накапливались маломощные аллювиальные отложения, представленные преимущественно бурыми, обохренными песками и галечниками. Характер распространения последних свидетельствует о том, что речная сеть в общем унаследовала долины, заложенные на предшествующем этапе. Обохренные пески и галечники, мощность которых в естественных обнажениях обычно не превышает 5—10 м, распространены главным образом по периферии Южно-Минусинской впадины на Енисее у сел Означенное и Шунеры, на Абакане у с. Трояков на р. Джеби.

В бассейне Джеби у с. Кошурниково, а также в устье р. Моргаз (на Абакане) вскрыты сильно выветрелые и ожелезненные галечники, залегающие на размытой поверхности палеозоя. В их составе в большом количестве встречаются кварцевая галька, слабо ожелезненная с поверхности и по трещинам, выветрелые гальки эффузивов основного состава, легко режущиеся ножом, и гальки эффузивов кислого состава, легко разбивающиеся молотком. Результаты палинологического анализа, проведенного М. П. Гричук, показывают, что галечники в бассейне Джеби и на Абакане образовались в условиях мягкого, влажного климата.

Сходный состав спектра по тем же данным имеют коричневатобурые, видимо, озерные плотные глины, вскрытые скважинами к востоку от Минусинска, в районе Тагарского острова. Судя по материалам, приведенной Н. Б. Семихатовой (1959), в Назаровской впадине на размытой поверхности красно-бурых плиоценовых глин лежат темно-коричневые плотные глины с прослоями песка и гальки мощностью до 30 м, которые накапливались в пределах широких ложбин стока.

В уже упомянувшемся разрезе цокольной террасы Енисея у с. Шунеры белесая толща с резкой границей размыва перекрывается грубозернистыми ожелезненными песками, имеющими в основании горизонт галечника. Аналогичные отложения вскрываются глубокой промоиной выше по склону, где они имеют мощность около 8 м, и в верхней части оползневого цирка ниже по Енисею. В составе обломочного материала преобладают изверженные породы с примесью плотных галек кремнистых пород и кварца.

По данным палинологического анализа, проведенного М. П. Гричук по сборам О. А. Раковец и В. А. Растворовой, ожелезненные пески и галечники образовались в условиях сухого континентального климата и господства степной растительности (отмечено преобладание полыни — свыше 50% и маревых — 32%; встречены единичные зерна сосны и березы).

зы). Возможно, это было уже проявлением похолодания в конце ранне-четвертичной эпохи.

В плиоцене и раннечетвертичной эпохе отложения блуждающих потоков и конусов выноса временных водотоков сформировали предгорную равнину. Остатки ее сохранились на западной окраине Минусинских впадин у подножья Кузнецкого Алатау, на высотах до 200 м над дном впадин, в виде аллювиально-пролювиально-делювиальных осадков, представленных коричневатопесчанистыми глинами, суглинками, желтоватыми супесями, песками с гравием и галечниками. Местами в основании четвертичных отложений лежат галечники мощностью до 3,5—5 м. От древней гидросети, развивавшейся в плиоцен-раннечетвертичное время, сохранились погребенные долины с красно-бурыми плотными глинами. В Назаровской впадине в бассейнах рек Ужура и Сереж наблюдается комплекс аллювиально-делювиальных образований, залегающих на современных водоразделах и в древних эрозионных ложбинах которые местами используются современными реками. Ложбины врезаны в глинистые аллювиально-пролювиальные отложения предгорной равнины и в свою очередь прорезаны более молодыми эрозионными долинами. Среди других плиоцен-раннечетвертичных ложбин можно назвать Бей-Булуцкую депрессию, древнюю Тарганскую долину, расположенную к югу от оз. Черного, а также Ошкольскую долину, оставленную когда-то р. Черным Июсом. Отложения Бей-Булуцкой долины, вытянувшейся вдоль подножья Батеневского кряжа от Утиных озер до Енисея, вскрыты одной из рек, пересекающих эту долину. В основании обнажения здесь лежат желто-бурые горизонтальнослоистые пески с прослоями гравия и гальки мощностью 5,5 м. Выше по разрезу пески сменяются желто-бурыми лёссовидными суглинками с примесью гравия. Тарганская долина, расположенная к югу от оз. Черного, заполнена галечниками с примесью гравия и песка; видимая мощность их превышает 4—5 м. **Поверхность** Ошкольской древней долины сливается с поверхностью второй террасы р. Черного Июса. Эту долину слагают галечники мощностью до 4,5—5 м (Красильников, Лиховецкий и др., 1952).

В Южно-Минусинской впадине в раннечетвертичную эпоху образовались аллювиально-пролювиальные галечники, часто замещавшиеся глинами, мощностью 40—100 м (местами до 190 м). Глины выходят на поверхность в долине р. Амыл, в районе с. Каратузского. На остальной площади Южно-Минусинской впадины они вскрыты скважинами под сероцветными среднечетвертичными осадками. Глины залегают на неровной эродированной поверхности коренных пород. В основании этих глин сохранились галечники, количество которых по мере приближения к предгорьям Саян заметно увеличивается.

Таким образом, в раннечетвертичную эпоху на территории Минусинских межгорных впадин существовала развитая речная сеть, частью унаследованная от предшествующих этапов, частью заложенных вновь, по которой реки выносили с окружающего горного обрамления грубообломочный аллювий. На низких междуречьях в Южно-Минусинской и Северо-Минусинской впадинах продолжали существовать озерные водоемы, в которых в условиях слабых опусканий накапливались бурые глины.

В северной части территории, на предгорной равнине, обращенной к Западно-Сибирской низменности, формировались ложбины стока, направление которых определялось, помимо общего уклона, наличием тектонических структур и ослабленных зон разломов (Семихатова, 1959). В конце плиоцен-раннечетвертичного этапа произошло общее поднятие территории Минусинских впадин, осложненное локальными нисходящими движениями.

Этап формирования морфоскульптуры (формирование основной современной поверхности впадин)

Фаза преобладающей аккумуляции в условиях относительных опусканий. В начале среднечетвертичного времени в переуглубленных участках долин в пределах Назаровской впадины (реки Чулым, Серж) происходило накопление «синих» карбонатных глин и песков с галькой мощностью 25—30 м (Семихатова, 1956). Аналогичные серые песчаные глины выполняют древние межуэстовые понижения в пределах Средне-Минусинской впадины, где они залегают в основании лёссовидных образований, слагающих пологие междуречья с абсолютными высотами до 500 м (до 200 м над современным урезом рек). Песчаные и лёссовидные породы имеют широкое, повсеместное распространение на территории Минусинских межгорных впадин. При геологосъемочных работах они включались в состав вышележащего так называемого полифациального комплекса, относимого к среднему отделу четвертичной системы. Это тесно переплетающиеся по площади и в разрезе озерные, озерно-аллювиальные, аллювиально-дельтовые и пролювиальные образования, представленные горизонтально-слоистыми песками, суглинками, обычно облессованными косослоистыми песками с мелкой рассеянной галькой, супесями и суглинками. Впервые они были выделены в бассейне Тубы Д. В. Соколовым и Я. С. Эдельштейном (1915) под названием «койской» толщи. Эти отложения занимают различное гипсометрическое положение, заполняя неровности досреднечетвертичного рельефа и опускаясь местами ниже уровня современных рек (Лугавка и др.), выходят в разрезах высоких, а в Южно-Минусинской впадине низких террас и слагают пологие междуречья до абсолютной высоты 450—500 м. Мощность их крайне непостоянна и колеблется от 10 до 100 м и более, возрастающая в долинах и уменьшающаяся на разделяющих их погребенных водоразделах. При этом необходимо подчеркнуть, что собственно аллювиальные толщи, приуроченные к долинам рек, недостаточно четко отделяются от в общем перекрывающих их накоплений водоразделов, вследствие чего взаимоотношения между ними разными исследователями трактуются различно. Так, А. П. Пуминов (1966) отнес указанный полифациальный комплекс вместе с подстилающими его пестроцветными глинами к верхнепалеоген-неогеновым образованиям. По мнению А. П. Пуминова, в это же время сформировалась 130—140-метровая, или VI терраса р. Енисея, развитая на территории Северо-Минусинской впадины, в приенисейской части Восточных Саян, имеющая те же абсолютные отметки. Более низкие террасы, по А. П. Пуминову, являются четвертичными и последовательно вложенными в эту древнюю толщу. При этом, по его мнению, формированию террас предшествовал глубокий врез на 300—400 м, уходящий до глубины 50 м ниже современного уровня рек, прослеженный вдоль южного борта Южно-Минусинской впадины. Кровля осадков, заполняющих врез, по А. П. Пуминову, выходит в обрывах Енисея у с. Шунеры и представлена описанными выше зеленовато-серыми глинами, огнесенными нами к верхнему олигоцену — миоцену.

Периоды накопления глин, по А. П. Пуминову, охватывают раннечетвертичную и среднечетвертичную эпохи, причем верхние горизонты глин отлагались в период максимального оледенения. А. П. Пуминов предположил, что в это время у подножья Западного Саяна была заложена крупная река — Палео-Туба, истоками которой служили реки Кизыр, Казыр и Амыл. Несостоятельность подобной реконструкции становится очевидной при изучении цокольной террасы Енисея и Шунер,

проведенного О. А. Раковец и В. А. Растворовой в 1964 г. Как указывалось выше, в разрезе террасы на зеленовато-серых глинах, в общем лишённых органических остатков, залегают белесые, сильно выветрелые миоценовые галечники, имеющие характерный минералогический состав. Выше галечников и светлых кварцевых песков с размывом залегают толща сильно ожелезненных песков и галечников, имеющих в свою очередь сложное строение и состоящих из разных горизонтов, верхний из которых слагает останец террасы высотой 100 м. В ожелезненную толщу предположительно нижнечетвертичного возраста с резким размывом вложены светло-серые пески и супеси, слагающие поверхность террасы высотой 60—80 м. Поэтому зеленовато-серые глины и перекрывающие их выветрелые галечники не могут быть среднечетвертичными.

Тесная связь отложений этих террас с отложениями водоразделов, прослеживаемая у южного и восточного бортов Южно-Минусинской впадины в бассейнах Тубы, Амыла, Енисея и в Средне-Минусинской и Северо-Минусинской впадинах, на основании еще не полной предварительной обработки собранного материала позволяет высказать предположение, что собственно аллювиальные отложения высоких террас входят в состав упомянутого выше полифациального комплекса и в ряде случаев имеют в основании цоколь из более древних отложений. Подобным цоколем является, например, базальный горизонт 80—100-метровой террасы р. Енисея, с которым связана находка саньменьской лошади (Горшков, 1961).

При такой трактовке в составе отложений полифациального комплекса можно выделить не менее двух разновозрастных горизонтов, сформировавшихся в различных климатических условиях. Аккумуляция отложений нижнего горизонта происходила в условиях преобладания степной растительности (злаково-разнотравных и полынных степей) и произрастания местами кедрово-сосновых лесов с незначительной примесью широколиственных (дуба, липы). Подобные спектры были получены М. П. Гричук по материалам Л. С. Миляевой и О. А. Раковец для толщи галечников, сцементированных глинистым песком и гравием, мощностью 20 м, залегающих в цоколе 80-метровой террасы Кизира у с. Жербатихи. В условиях господства хвойных лесов, в которых сохранились следы теплолюбивой и относительно влаголюбивой растительности, происходило также формирование нижней части серых глинистых песков, перекрывающих с резким размывом ожелезненные пески в разрезе цокольной террасы у Шунер. В составе пыльцы обнаружены ель, кедр, сосна, единичные зерна липы. Вверх по разрезу количество пыльцы древесных пород резко сокращается, что свидетельствует о похолодании климата. Встреченные в нижней части глинистых песков неопределенные обломки костей крупного млекопитающего по сохранности костного вещества позволяют считать вмещающие отложения не моложе среднечетвертичных. В той же толще песков были собраны мелкие раковины наземных моллюсков, среди которых отмечены формы, ныне свойственные холодным условиям (заключение А. А. Стеклова).

Верхний горизонт отложений полифациального комплекса, например у Шунер, не содержат пыльцу широколиственных пород. Он сформировался в условиях холодного климата при господстве горнотаежной растительности. При этом вверх по разрезу намечается постепенное похолодание, разреживание лесов, исчезновение пихты и ели. Подобные спектры были получены для лёссовоподобных слоистых супесей и песков верхней части разреза террасы Кизира у с. Жербатихи для глин и суглинков, перекрывающих красно-бурые плиоценовые глины в скважине у Золотого ключа; для желто-бурых супесей мощностью 18 м — в скважине 11 в районе г. Чалой (материалы КГУ, аналитик М. П. Гричук);

для мелкозернистых светло-бурых песков мощностью 4 м, слагающих междуречье Енисея и Абакана (абс. высота 400 м) и т. д.

В ряде пунктов сходные лёссовидные супеси, суглинки и пески содержат остатки костей крупных млекопитающих. В разрезе террасы у с. Жербатихи в основании лёссовидных супесей выше галечников были найдены костные остатки *Cervus ex gr. elephus L.*, *Equus sp.*, по сохранности которых возраст их определяется не моложе начала верхнечетвертичной эпохи (заключение Э. А. Вангенгейм). Горизонтальнослоистые светло-серые глинистые пески, слагающие цокольную террасу Тубы высотой 80 м и лёссовидные супеси и суглинки террасы Чулыма высотой 60 м у пос. Балахта, содержат в общем аналогичную фауну. Фауна мелких гастропод, собранная различными исследователями в лёссовидных породах, также в общем свидетельствует о холодном климате времени их формирования (Н. Б. Семихатова).

Таким образом, в целом полифациальный комплекс объединяет серию разнообразных, преимущественно лёссовидных пород и при специальных исследованиях может быть разделен на ряд разновозрастных пачек. Вероятнее всего, большая часть образований этого комплекса является возрастным и фациальным аналогом красnodубровской свиты Предалтайской равнины и юга Западной Сибири (Адаменко, 1962; Мартынов, 1965). Это наложенные друг на друга пролювиальные шлейфы крупных рек, выходящих из гор в Минусинские котловины, в значительной своей части покрытые озерными бассейнами. При этом в накоплении рыхлого материала, видимо, принимали участие талые воды и эоловые процессы.

Впервые к выводу об озерном происхождении значительной части описываемых отложений пришел Д. В. Соколов (1917). Происхождение озерного бассейна он связывал с таянием ледников Западно-Сибирской низменности и Восточно-Сибирского плоскогорья. Талые воды этих ледников, по его мнению, подпруживали Енисей.

Сторонником преимущественно эолового происхождения лёссовидных пород Минусинских впадин явился И. П. Толмачев (1913), отметивший зависимость развития лёссов от форм рельефа и увеличение их мощности в восточном направлении. Наиболее интенсивное выпадение лёссовых частиц, по мнению А. И. Москвитина (1940), происходило при климатических условиях, существовавших во время оледенения.

Сложность строения пород полифациального комплекса, к настоящему времени очень слабо изученного, видимо, отражает характер прерывистого погружения, во время которого накопление обломочного материала чередовалось с размывами. В целом районы осадконакопления представляли собой озерно-аллювиальную равнину, прерываемую местами участками мелкосопочного и останцового денудационного рельефа. Судя по широкому площадному распространению осадков, территория впадин в это время значительно расширилась преимущественно за счет западного склона Восточного Саяна. Изменение климатических условий в сторону похолодания и увлажнения привело к развитию оледенения, которое не выходило за пределы горного обрамления и носило в основном альпийский характер. Только на западном склоне Восточного Саяна, несколько западнее района Можарских озер, располагался ледниковый покров, от которого стекали талые воды, сносившие флювиогляциальный, преимущественно песчаный и глинистый материал в сторону озерно-аллювиальной равнины. Широкому развитию то сливающихся, то распадающихся озеровидных водоемов, тесно связанных с блуждающими руслами Енисея и его притоков, видимо, способствовало подпруживание рек в районах горных перемычек, продолжавших испытывать относительные поднятия.

В результате сложной аккумуляции рыхлого материала была создана обширная внутриворонная равнина, очертания которой определялись площадью распространения отложений полифациального комплекса. Среди низменной озерно-аллювиальной равнины, однообразие которой нарушалось отдельными останцовыми возвышенностями, протекали реки, которые не были глубоко врезанными. Вдоль тектонического уступа, в зоне сочленения Западного Саяна и Кузнецкого нагорья с Южно-Минусинской впадиной, в это время происходило формирование пролювиальных шлейфов.

Таким образом, в течение рассмотренной фазы развития рельефа (в начале среднечетвертичной эпохи вплоть до начала оледенения была создана основа современной поверхности всех впадин. В дальнейшем произошло расчленение этой поверхности при слабой эоловой и аллювиальной аккумуляции.

Фаза преобладающих поднятий и размыва (конец среднечетвертичной и позднечетвертичная эпоха).

В самом конце среднечетвертичного времени интенсивная аккумуляция сменилась размывом, связанным в первую очередь с усилением тектонической активности. Все впадины Минусинского межгорного прогиба испытали общее поднятие и эрозионное расчленение, сопровождаемое спуском озерных бассейнов и образованием комплексов эрозионных террас, врезанных в единую сложно построенную толщу. В процессе становления современной гидрографической сети аккумулятивные водораздельные равнины подвергались интенсивному расчленению, и их плоские участки сохранились лишь на ограниченных площадях.

Наряду с общим поднятием и размывом происходили локальные движения, обусловившие наклоны аккумулятивной поверхности и изменение первоначального гипсометрического положения одновозрастных аллювиально-озерных отложений. Так, несмотря на значительный размыв, связанный с поднятием, наблюдается отчетливый наклон аккумулятивной поверхности от Алтае-Тагарского вала в сторону Предсаянской и Минусинской депрессий со снижением абсолютных высот от 500 до 400 м на расстоянии 30—40 км. В наиболее прогнутых участках Усть-Абаканской мульды абсолютные отметки той же поверхности соответственно равны 265 и 350 м. В это время шло отложение аллювия третьей террасы Енисея с относительной высотой 50 м. В основании ее разреза у с. Куртак залегает горизонт плотных слоистых галечников мощностью 20 м с линзами серого песка и прослоями светло-серой супеси, переходящей в светло-серые слоистые суглинки мощностью 30 м, вверху становящиеся лёссовидными. К верхней части разреза этой террасы в районе с. Новоселово, в 1,5 км выше по течению, приурочена верхнепалеолитическая стоянка. Вместе с каменными орудиями были обнаружены остатки ископаемой фауны и древесные угли. Сравнение каменных изделий из этой стоянки с каменными изделиями из позднепалеолитических стоянок 15—25-метровой террасы долины Енисея, в частности с орудиями Кокоревской стоянки, показывает, что наряду с их общим сходством каменные изделия, найденные у с. Новоселово, характеризуются более примитивной обработкой, без следов ретуши, и по характеру обработки материала могут быть отнесены к более ранней культуре верхнего палеолита, которая соответствует предположительно началу позднечетвертичного времени.

По данным А. П. Пуминова, во время формирования аллювия третьей террасы Ои на окружающих территориях преобладала темнохвойная тайга из пихты, лиственницы и кедра, постепенно сменявшаяся вначале сосновыми, а затем березовыми ассоциациями при сильно возросшей роли трав, что может быть объяснено усилением континентальности

климата и его общим похолоданием перед началом зырянского оледенения.

С. П. Горшков (1961, 1963) полагал, что нижние толщи аллювия 30—50-метровой террасы образовались в теплое позднеплейстоценовое межледниковье, одновременное казанцевскому, верхние толщи — во время оледенения, одновременного зырянскому. К концу этого оледенения С. П. Горшков относит и формирование террас высотой 15—25 м.

Верхнечетвертичные террасы высотой 10—20 м встречаются почти по всем речным долинам. Они широко распространены в долинах Енисея, Тубы, Амыла, Ои и др.

В долине Енисея вторая терраса сложена серыми валунными галечниками, песками и супесями. Валунные галечники слагают нижнюю часть разреза мощностью 6—8 м и обычно перекрываются горизонтом песков и супесей мощностью 2—6 м. Такие же галечники наблюдаются и в древней протоке Енисея, в районе Койбальской степи, где абсолютная высота поверхности древней долины (296 м) соответствует абсолютной высоте поверхности второй террасы Енисея и постепенно переходит в поверхность 10—12-метровой террасы Абакана. В долинах Енисея, Абакана и Чулыма, в частности у сел Кокорево и Батени, эти отложения содержат позднепалеолитический инвентарь (Береговая, 1960).

Спорово-пыльцевые спектры из отложений второй террасы, по данным А. П. Пуминова, отличаются господством пыльцы трав, спектры первой террасы у с. Даурское характеризуют темнохвойную тайгу, сначала кедрово-сосново-еловую, а затем кедрово-сосново-пихтовую.

В Северо-Минусинской впадине у подножья Батеневского края на уровне второй террасы Енисея формировалась древняя долина, аналогичная древней долине Енисея в районе Койбальской степи. Подобные же ложбины существовали в пределах Назаровской впадины (Семихова, 1956).

Во второй половине позднечетвертичного времени произошла частичная перестройка гидросети. В связи с поднятием предгорий Западного Саяна р. Енисей покинула Койбальскую ложбину, а восходящие движения в Назаровской впадине в пределах Антроповского вала изменили направление р. Пра-Сереж, вытекавшей ранее из Белого озера, на современное. В конце межледникового века на оголенных песчано-галечниковых и песчаных аллювиальных отложениях шли процессы разветвления, создавшие обширные поля бугристых (боровых) песков. Это явление сопровождалось на отдельных участках навешиванием речных песков, а также террасовых лёссов на склоны долин и водоразделы, где образовались плащеобразно залегающие неслоистые пески и лёссы. Так, левые пески занимают обширное поле по правобережью р. Ои, в районе с. Луговского, по левому берегу р. Тубы и в других местах. Мощность песков меняется от нескольких до 30 м. Позднее бугристые пески заросли сосновыми борами.

Этап современного преобразования рельефа

В голоценовое время в Минусинских межгорных впадинах в основном сформировалась пойма, имеющая высокий и низкий уровни, высоты которых составляют соответственно 5—6 и 2—4 м.

Аллювий пойм небольших рек представлен глинами с прослоями песка, гравия и гальки. В долинах Енисея, Чулыма, Абакана и их крупных притоков поймы почти целиком сложены галечниками с подчиненным количеством гравия, песка и глины.

Спорово-пыльцевые спектры высокой поймы, по данным А. П. Пуминова, отражают господство березовых лесов, сменяющихся преимущественно сосновыми ассоциациями.

Свежие следы блуждания рек (перемещения русел), а также отсутствие признаков значительного углубления реками своих русел на протяжении последних 2—3 тыс. лет свидетельствуют об отсутствии интенсивных движений в пределах Минусинских впадин; о движениях локальных структур можно судить по деформации поверхностей низких террас. Общее преобладание слабых поднятий вызвало понижение уровня грунтовых вод, обмеление крупных озер (Кызы-Кульских) и высыхание мелких (в окрестностях сел Колмаково и Каптырево). Поднятия в пределах отдельных структур Минусинских впадин подтверждаются развитием в их районе системы молодых оврагов. Значительной густотой овражно-балочной сети отличается междуречье Чулым — Большой Кемчуг. Молодые глубокие овраги развиты также на южном крыле Антроповского поднятия, в верховьях левых притоков р. Сереж и в других местах.

Продолжающиеся новейшие поднятия в районе хребта Арга оказали влияние на формирование долин Чулыма и его притоков — рек Урюпа, Сережа и Березовки. В нижнем течении Урюп и Березовка глубоко врезаны в коренные породы и имеют V-образный поперечный профиль. Здесь террасы отсутствуют, общая ширина долин не превышает 300—400 м. В то же время в среднем течении эти реки сохраняют все черты дряхлости: ширина долины здесь достигает нескольких километров, реки сильно меандрируют. В долине много озер-старич. Это дало возможность Н. Б. Суворовой (1959) предполагать, что во время формирования поймы произошло омоложение тектонических поднятий вдоль Аргинского хребта, что привело к подпруживанию Чулыма и низовьев рек, впадающих в нее на этом участке.

В Назаровской впадине в пределах Антроповского поднятия в зоне тектонических нарушений, где р. Сереж делает излучину, также проявились активные новейшие поднятия, о чем говорят врезанные долины и образование молодой глубокой овражной сети, резко выделяющейся на общем фоне древнего выровненного рельефа предгорной части Назаровской впадины. Наконец, в пределах Ашпанского поднятия активизация новейших движений вызвала перехват верховьев в долине Сережа, образование сухого Лиственничного лога и нового стока Сережа из оз. Белого. Кроме того, следует отметить, что неравномерные дифференцированные тектонические движения испытывали как хребет Арга, так и Кузнецкий Алатау и Солгонский кряж, о чем свидетельствует врезанный antecedентный участок долины Чулыма ниже устья Агата.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ МИНУСИНСКИХ ВПАДИН

Изложенный материал о строении рельефа и кайнозойских отложений Минусинских межгорных впадин и их горного обрамления свидетельствует о преобладании сводово-глыбового характера новейшей тектоники этой территории. В историческом аспекте можно выделить этапы активизации движений, близкие к таковым в других частях Алтае-Саянской горной области. К ним относятся: 1) конец палеогена — миоцен; 2) конец плиоцена — начало четвертичного периода; 3) вторая половина средне-четвертичного времени; 4) позднечетвертичная и современная эпохи.

Как известно, Минусинские впадины, заложение тектонической структуры которых относится к девону, на протяжении мезозойской эры испытывали преимущественно поднятия. Исключением является только

Северо-Минусинская впадина, в которой происходило юрское осадкообразование. В конце мелового периода и в палеогене в условиях затухания тектонических движений происходило выравнивание рельефа и существовала обстановка, благоприятная для формирования кор выветривания.

Позднеолигоценовые фазы новейших тектонических движений проявились в обрамлении впадин. С ними связан процесс переотложения кор выветривания, получивший в плиоцене особенно широкое распространение. Однако в отличие от других частей Алтае-Саянской горной области в Минусинских впадинах неизвестны грубообломочные синорогенные отложения типа бекенской и терекской свит. Переотложение кор выветривания протекало в условиях менее контрастного рельефа при слабом относительном прогибании впадин. Во второй половине среднечетвертичного времени зона слабых прогибаний значительно расширилась за счет окраин горных сооружений. Поднятия горных перемычек, разделяющих впадины, создали препятствие стоку речных вод и обусловили возникновение системы связанных между собой озеровидных бассейнов, осадки которых сnivelировали неровности древнего рельефа. Осушение среднечетвертичных бассейнов и последующее интенсивное расчленение озерно-аллювиальной равнины речными долинами, врезавшимися до 100 м и более, связаны с позднечетвертичной фазой новейших тектонических движений, когда в процесс поднятия, охвативший горные сооружения, были втянуты и Минусинские впадины.

Суммарная амплитуда новейших поднятий центральных частей Западного и Восточного Саяна достигает 1500—2000 м. Днища же впадин подняты за весь новейший период на высоту порядка 200 м. При этом в Южно-Минусинской впадине относительно опущенные участки занимают небольшую площадь. Амплитуды смещений вдоль зон обновленных в новейшее время разломов, установленные по величине тектонических уступов, обычно не превышают 400—500 м. Для правильной оценки амплитуды новейших поднятий и выявления морфологии новейших тектонических структур необходимо было восстановить исходную поверхность, подвергавшуюся последующим деформациям, и ее гипсометрическое положение до начала новейших движений (Зятькова, 1967; Растворова, Добродеев, 1967).

Изучение характера распределения древних кор выветривания в пределах описываемой территории позволяет сделать вывод о достаточно сложном рельефе еще в период их формирования. Как правило, профиль кор выветривания Минусинских котловин и горного обрамления имеет монотонный характер, т. е. в них отмечается постепенный переход от свежей породы к глинистой коре. В результате длительного развития процессов денудации и избирательной эрозии в пределах впадин к этому времени сформировался ярко выраженный структурный рельеф. На крутых крыльях коробчатых антиклиналей и синклиналей развивался грядовый или куэстово-грядовый рельеф с высотой гряд до 100—150 м. В пределах плоских сводов тех же антиклиналей или в центральных частях мульд возник холмисто-увалистый рельеф и плоские слабо наклоненные равнины, расчлененные гидрографической сетью, следами которой являются крупные долинообразные понижения, впоследствии заполненные красноцветными отложениями. Структурный рельеф был близок современному, у чем свидетельствуют факты сохранения древних кор выветривания у подножий куэстовых гряд и между выступами плотных падающих пластов девонских пород (южный склон Алтае-Тагарского поднятия по левобережью реки Лугавки и в других местах). Таким образом, рельеф Минусинских впадин на этапе денудационного выравнивания не выглядел идеально равнинным и скорее приближался к холмистому пенеплену, отражавшему черты палеозойского и мезозой-

ского структурных планов. Образование наиболее мощных кор выветривания приходится на самые начальные стадии воздымания и расчленения территории.

Более активные тектонические движения разобщали поверхность, перекрытую корой выветривания, и способствовали уничтожению последней. На денудационных поверхностях можно наблюдать только корни коры выветривания. Более полно она сохранилась в крупных грабенообразных понижениях и предгорных прогибах, где погребена под четвертичными отложениями.

Как было указано, наиболее древние (миоценовые) грубообломочные отложения пролювиального облика были встречены у северного подножья Западного Саяна, у Шунер, где они представлены слабоокатанными обломками местных пород небольшой мощности. Их накопление, видимо, связано с локальными неотектоническими движениями и образованием уступа вдоль крупного надвига, ограничивающего Южно-Минусинскую впадину.

В конце неогена на большой площади происходило формирование глинистых красноцветных отложений небольшой мощности за счет перетолжения кор выветривания. Поэтому можно говорить об отсутствии в это время резко контрастных движений и в общем небольшой амплитуде поднятия. Вместе с тем надо учитывать, что в результате плиоценраннечетвертичной фазы был создан современный рельеф горных сооружений Алтае-Саянской области. На границе областей поднятий исчезает четкая связь современного рельефа с тектоническими структурами, и горный эрозионно-денудационный рельеф сменяется плоским рельефом поздненеогеновой пролювиальной равнины, перекрытый маломощным чехлом четвертичных отложений. Разница высот денудационного рельефа вблизи этой границы в неогене была примерно такой же, как и в настоящее время, т. е. 250—300 м, а отметки дна впадин — около 100 м. В конце неогена и начале четвертичного времени Минусинские котловины резко отделились от окружающего горного рельефа. Во впадинах были уже хорошо сформированные речные долины, располагавшиеся на уровне около 100 м над тальвегами современных долин. На отдельных поднимавшихся участках врез достиг современного положения. На участках, испытывавших слабые нисходящие движения, происходило накопление бурых, преимущественно озерных глин, мощностью до 30—50 м.

С тектоническими движениями среднечетвертичной эпохи связаны дифференциация гипсометрического положения подошвы бурых галечников и деформации соответствующих террас. В это время продолжался рост локальных структур, главным образом участков перемычек между впадинами, что привело к подпруживанию и накоплению озерно-аллювиальных и других отложений полифациального комплекса мощностью до 100 м.

Значительно усилилась тектоническая активность в конце среднечетвертичного и в позднечетвертичное время. Минусинские впадины испытали общее поднятие и эрозионное расчленение, сопровождавшееся спуском озерных бассейнов и образованием комплекса террас высотой 60—80 м. Наряду с общим поднятием происходили локальные движения, обусловившие наклоны среднечетвертичной аккумулятивной поверхности и различное гипсометрическое положение одновозрастных аллювиально-озерных отложений. Рост обрамляющих впадины горных сооружений продолжался вплоть до голоцена. В пределах впадин с движениями позднечетвертичной и современной эпох связано образование комплекса низких террас, поверхность которых деформирована локальными поднятиями и опусканиями.

СХЕМА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА МИНУСИНСКИХ ВПАДИН В НОВЕЙШИЙ ЭТАП

Период	Эпоха	Этап	Формирование коррелятных отложений			Характер движений и формирование рельефа в Минусинских впадинах
			Южно-Минусинская впадина	Средне-Минусинская впадина	Северо-Минусинская и Назаровская впадина	
Четвертичный	Современная	формирования морфоскульптуры	Накопление аллювия			Общее слабое поднятие. Формирование пойм
	Поздняя		Накопление аллювия I, II и III террас, формирование покровных образований			Преобладание поднятий. Формирование I, II и III террас. Развитие овражно-балочной сети, antecedentных и подпруженных участков долины
	Средняя (Койска)		Накопление отложений полифацального комплекса (песков, галечников, лёссовидных супесей)			Локальные слабые поднятия в областях горных перемычек, относительные опускания в пределах впадины
			Накопление «синих» карбонатных глин в переуглубленных участках долины			Энергичное поднятие с образованием цокольных террас и переуглубленных участков долины
Неогеновый	Ранняя	новейший орогенный	Накопление обожженных галечников и песков, бурых глин	?	Накопление темно-коричневых плотных глин в древних ложбинах	Локальные поднятия в пределах горного обрамления, развитие речной сети, локальные опускания с образованием озерных бассейнов и озеровидных расширений долины
	Плиоцен		Накопление красно-бурых щелнистых глин (преобладание пыльцы темнохвойных: ели, пихты, тсуга с примесью широколиственных)	?	Накопление красно-бурых щелнистых глин	Общее поднятие и размыв с образованием древних ложбин стока Локальные поднятия в пределах горного обрамления, относительные опускания в пределах впадин с формированием озерно-аллювиальной и озерно-пролювиальной равнины
	Миоцен		Накопление зеленовато-серых глин и белесых галечников	?		Общее поднятие и локальные движения, интенсивное расчленение рельефа
Палеогеновый	Олигоцен	двухэтапное выпавивания	Накопление песчано-галечных образований в долине Енисея (преобладание пыльцы широколиственных пород)	?	Накопление галечников и зеленовато-серых глин	

В ы в о д ы

Минусинские межгорные впадины как единая морфоструктура наследуют структуру, заложенную на герцинском этапе развития. Однако их границы и степень выраженности в рельефе существенно менялись на протяжении последующего времени. Возникновение и формирование Южно-Минусинской, Средне-Минусинской, Северо-Минусинской и Назаровской межгорных впадин относятся к нижнедевонскому времени, в течение которого в описываемой области образовались разломы северо-западного простирания, что привело к образованию опущенных и приподнятых зон. Заполнение впадин терригенными и молассовыми отложениями продолжалось в течение позднего палеозоя и мезозоя в условиях колебательных движений и периодически проявлявшегося вулканизма.

В меловое и палеогеновое время в основном наблюдались континентальный режим, денудационное выравнивание, образование кор выветривания.

Формирование современного рельефа началось в новейший этап с позднего олигоцена, когда дифференциальные тектонические движения привели к образованию основных орографических элементов и заложению древней речной сети (см. таблицу).

В миоплиоценовое время произошли относительное прогибание впадин, сопровождаемое накоплением глинистых осадков, и формирование озерно-аллювиальных и озерно-пролювиальных равнин. В конце плиоцена опускания сменялись поднятиями, преобладание которых сохраняется в четвертичную эпоху. В пределах впадин продолжала развиваться речная сеть. Энергичные движения в конце этой эпохи привели к оформлению цокольных террас и местами преуглублению участков долин. В среднечетвертичную эпоху крупные реки Минусинских впадин, подпруженные локальными поднятиями и обводненные в связи с таянием ледников, разливались, образуя озерные бассейны. В этих бассейнах накапливался комплекс озерно-аллювиальных, песчано-суглинистых осадков, которые слагают в настоящее время междуречье Абакана, Енисея, Тубы.

К концу среднечетвертичного времени озеровидные расширения Минусинских впадин были спущены, а в долинах рек сформировались IV и V террасы. В позднечетвертичный ледниковый век в Южно-Минусинской и Средне-Минусинской впадинах можно допустить новое появление обширных озерных бассейнов, тесно связанных с блуждающими руслами Енисея и его притоков.

В конце позднечетвертичной эпохи озера в южных впадинах постепенно спускались, образуя несколько поверхностей. В районах, прилегающих к обрамлению, в это время шло формирование вторых и первых террас. Современная эпоха характеризуется формированием высокой и низкой пойм. На последнем этапе развития рельефа происходят локальные тектонические подвижки в пределах неоструктур, унаследованных от более древних этапов.

Более детальное прослеживание истории развития рельефа Минусинских впадин невозможно без решения ряда вопросов стратиграфии четвертичных отложений, распространения кор выветривания, генезиса поверхностей выравнивания и т. п., которые являются основными проблемами для дальнейших исследований Минусинских впадин.

ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Восточный Саян представляет собой обширную горную страну, расположенную в восточной части Алтае-Саянской области и простирающуюся с северо-запада на юго-восток, от Енисея почти до южной оконечности Байкала. С севера и северо-востока Восточный Саян ограничен крутым уступом от Средне-Сибирского плоскогорья. От Забайкалья его отделяют Тункинские впадины. На юго-западе и западе Восточный Саян постепенно понижается к Минусинским впадинам и Западно-Сибирской равнине, смыкаясь на юге с Западным Саяном.

Это средневысокие и высокие горы с альпийским рельефом или плато и плоскогорья. Для Восточного Саяна характерны ярусность рельефа, обусловленная различной амплитудой и дифференцированным характером новейших тектонических движений, в сложном взаимодействии их с экзогенными процессами, и отсутствие внутригорных впадин.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

В истории исследования рельефа Восточного Саяна можно наметить три этапа.

Дореволюционный этап (1851—1918 гг.) характеризуется вначале появлением отрывочных сведений об этой горной системе, разбросанных в общих обзорных работах по Сибири и в промышленных бюллетенях, а позднее — опубликованием специальных статей и отчетов геологов и натуралистов (Обручев, 1934).

О рельефе западной части Восточного Саяна (Канско-Манского Белогорья) первым в 1851 г. кратко сообщил топограф Крыжин, а о рельефе восточной части, особенно о Тункинской впадине и Тункинских Гольцах, — Н. Башкевич (1856). В 1856 г. Н. Щукин опубликовал довольно подробное экономическое и этнографическое описание Минусинского округа, а несколько позднее высказал предположение, что в третичную и четвертичную эпохи этот округ был покрыт водой.

Значительным вкладом в изучение природы Восточного Саяна явились работы И. Д. Черского (1873; 1875; 1876; 1881). Кузнецкий Алатау и Восточный Саян выделены им в качестве наиболее древних структур. В этих же работах приведены материалы по геоморфологии Тункинских и Китайских Гольцов и долины Иркутка от Торской впадины до Ангары.

П. А. Кропоткин первым указал на следы древнего оледенения в бассейнах рек Оки и Иркутка, в Восточном Саяне (1867). Позднее в своей известной работе он высказал предположение о распространении оледенения на территории всей Сибири и, в частности, о сплошном развитии ледников в Восточном Саяне (1875). В том же году он опубликовал орографический очерк Минусинского и Красноярского округов Енисейской губернии с приложением гипсометрической и орографической карт. Эту работу П. А. Кропоткина следует считать первым, наиболее полным географическим описанием западной части Восточного Саяна.

А. Л. Чекановский (1874) на основании изучения базальтов впервые выдвинул предположение о том, что Саяны являются областью мощных вулканических излияний, конец которых совпал с началом ледникового периода в этой стране.

Несколько позднее в Восточном Саяне работали Л. А. Ячевский (1888, 1893), И. П. Ижицкий, П. К. Яворовский (1893, 1894). И. П. Ижицкий исследовал третичные отложения по рекам Мане и Кану, а П. К. Яворовский описал рельеф и четвертичные отложения северо-восточной части Минусинского округа. Мощные толщи лёсса он рассматривал как золотые. Некоторые данные о физико-географических условиях Восточного Саяна привел в своем исследовании М. П. Фабрициус (1899).

Э. Зюсс (1901) отметил асимметрию северного полушария и господство в Азии дугообразных хребтов, обращенных выпуклостью на юг, и высказался за отделение Западного Саяна от Восточного. Минусинская впадина названа им «промежуточной», так как она отделяет «древнее темя» Азии, куда входит и Восточный Саян, от системы относительно молодого Алтая.

Бассейны Иркута и Оки и оз. Хубсугул изучал ботаник В. Л. Комаров (1902), упомянувший о главных чертах рельефа этого района. Краткую характеристику рельефа долины р. Казыра в 1905 г. дал В. Попов. Кизир-Казырское междуречье в 1909—1912 гг. посетил Г. И. Стальнов, который впервые отметил здесь следы оледенения.

Второй этап изучения Восточного Саяна (1918—1941 гг.) характеризуется рекогносцировочными работами, маршрутными и площадными геологическими исследованиями, проводившимися с применением геофизических методов. В восточной части Восточного Саяна начала выполняться систематическая геологическая съемка.

В этот период в изучение геоморфологии и четвертичной геологии западной части Восточного Саяна значительный вклад внесли работы А. Г. Вологодина (1929, 1931, 1932), который провел геологическую съемку на огромной площади правобережья Енисея, берегов р. Маны, Кизир-Казырского междуречья. Результатом его исследований были орографический и тектоно-стратиграфический очерки этой территории. Тогда же А. Я. Булытников (1929) в районе Можарских озер выявил и описал моренные валунно-галечные отложения.

В Бирюсинском и Канско-Манском золотоносных районах в 1927—1930 гг. работал И. А. Молчанов. В сводном очерке по Восточному Саяну (1934) им затронуты вопросы оледенения, неотектоники, а также генезиса плоских возвышенностей Восточного Саяна.

В первые послереволюционные годы в Тункинской впадине, на оз. Хубсугул, на р. Иркут проводил исследования Х. Гаузен, на северной окраине Восточного Саяна работали М. М. Тетяев (1927), Л. Г. Котельников (1933), в Тункинских и Китойских Гольцах — А. В. Львов (1930). Тункинскую впадину и ее южное горное обрамление в 1928 г. изучали географы В. В. и В. Н. Ламакины; Ильчирскую котловину, восточную часть Тункинских Гольцов исследовал Н. Д. Соболев, который в 1929—1931 гг. обследовал также бассейны рек Оки, Китоя, Урика и Онота. Результаты этих работ опубликованы в 1940 г. В Тункинской и Торской впадинах и в среднем течении Иркута в 1930—1931 гг. проводили геологическую съемку А. А. Лисовский и П. И. Налетов. В бассейне Иркута в 1934 г. П. П. Пилипенко отметил наличие ледниковых отложений.

Орографию Саян в виде мощных массивов, поднятых над уровнем океана на 3000 м, охарактеризовал В. Л. Попов (1937). Им же была дана краткая сводка по географической изученности Саян. В последние предвоенные и военные годы в восточной части Восточного Саяна работал С. В. Обручев (1946), изучавший Окинские вулканы и выполнявший геологическую съемку района между верховьями рек Белой и Уды и госу-

дарственной границей. С. В. Обручевым для этой части Восточного Саяна составлена орографическая схема, на которой выделено несколько ступеней плоскогорья. Различная абсолютная высота ступеней, по его мнению, обусловлена неодинаковой интенсивностью тектонических движений, проявившихся с олигоцена. С. В. Обручевым изучены также проявления вулканизма, имевшие место в миоцене. Абсолютные отметки подошвы базальтовых покровов в Восточном Саяне достигают, по его данным, 1500—2800 м, а их мощности составляют 150—200 м. С. В. Обручев пришел к заключению, что Восточный Саян пережил два оледенения. В. Н. Лодочников (1941) изучал петрографические особенности базальтов бассейна Иркутта и пришел к выводу о том, что было не менее трех разновременных вулканических излияний.

Третий, послевоенный этап для Восточного Саяна является периодом широкой постановки планомерных геолого-съёмочных и геолого-поисковых работ. В ходе геологической съёмки выполнялись некоторые наблюдения над рельефом района, а на отдельных небольших площадях, где были выявлены россыпные месторождения, производились специальные геоморфологические исследования.

Геоморфологию бассейнов рек Чибижек, Сисим и Крол изучала В. А. Миловская (1947). В. Г. Глухих дал краткие геоморфологический и орографический очерки бассейнов рек Сисим, Балахтисона, Джеби. Он указал на совпадение долин или их отдельных участков с двумя системами тектонических трещин. В. В. Богацкий (1948) на основании анализа особенностей рельефа бассейна р. Б. Ирба сделал вывод об омоложении рельефа в последнее столетие в связи с поднятием территории. В конце 40-х гг. в западной части Восточного Саяна в комплекс геологических работ вошли аэрометоды. Особенно широко стало применяться дешифрирование аэрофотоснимков.

В 1950—1951 гг. в отдельных районах западной части Восточного Саяна проводили исследования В. А. Дусяцкий, А. Л. Крингель и Л. И. Анатольева; С. А. Салун и Т. А. Шумарова, Ф. Я. Пан. Эти исследователи осветили общий характер рельефа. Ф. Я. Пан, кроме того, выделил поверхности выравнивания в нижнем течении р. Шинды.

В 1954—1955 гг. на Канско-Кизирском междуречье работал А. Д. Смирнов, отметивший широкое развитие моренных отложений, древних поверхностей выравнивания, расположенных на различных абсолютных отметках, и нагорных террас. Для верхнего течения рек Казыра и Кана он установил чередование расширенных и суженных участков, а также совпадение их количества на обеих реках. Совпадает, кроме того, количество порогов и некоторых других элементов рек. Аналогия в строении долин Казыра и Кана объясняется проявлением в рельефе единой системы продольных и секущих четвертичных разломов. А. Д. Смирновым составлена первая геоморфологическая карта водоразделов рек Кана и Кизира, сопровождающаяся описанием рельефа.

В восточной части Восточного Саяна, в бассейне верхнего течения Иркутта в эти же годы проводил физико-географические исследования И. М. Забелин (1950, 1952); В. Ж. Шойватов (1950) описал Окинские вулканы, а Г. М. Томилов (1959) изучал бассейны рек Оки и Иркутта.

В 1954—1955 гг. В. Н. Олюнин составил геоморфологическую карту горной части бассейнов Оки, Белой, Китоя и Иркутта и детально описал следы последнего оледенения, которое он отнес к позднему плейстоцену.

Исследования в верховьях Китоя, сопровождавшиеся составлением крупномасштабных геологической и геоморфологической карт, проводил В. А. Глоба (1958). На восточном склоне хребта Большой Саян М. Г. Гроссвальдом в эти же годы изучались базальтовые покровы. По времени проявления и интенсивности фаз новейшего вулканизма, по

мощностям, фациям и времени накопления коррелятивных толщ предгорных и межгорных впадин М. Г. Гроссвальд (1965) реконструировал новейшие тектонические движения восточной части Восточного Саяна. Им выделены три фазы усиления неотектонических движений, а также следы трех эпох древнего оледенения.

Рельеф западной части Восточного Саяна освещен в сводном отчете геологов П. И. Ролдугина, А. Е. Туманова, И. А. Смирновой (1955—1958 гг.) и в аналогичной работе А. Д. Шелковникова, В. Н. Ткач (1957—1959) и др. Авторы первой работы привели данные об озерных глинах и суглинках бассейна нижнего течения Кизира, о лёссе мощностью до 70 м, о глинистых продуктах перестроения коры выветривания, залегающих на породах нижнего девона и более древних. А. Д. Шелковниковым и В. Н. Ткач на правом берегу Кизира выделен третичный пенец с остатками коры выветривания. Ю. И. Шеломов, А. М. Гаев, Р. В. Шемпель и другие сообщили о реликтах древнего пенецла, условно датированного третичным возрастом и распространенного в бассейне р. Чибижека и верховьях р. Шинды с остатками на нем коры выветривания. Б. Ф. Хромых и О. А. Дзюбенко составили схематическую геоморфологическую карту небольшого участка хребта Манское Белогорье и верховьев Балахтисона. Рассматривая геоморфологию бассейна верхнего течения рек Нички и Кизира, В. М. Чаиркин и Р. Ш. Залаяев (1958—1959 гг.) вслед за И. А. Молчановым оценили послеледниковое поднятие Восточного Саяна в 140—175 м.

В 1958—1960 гг. на правом берегу Тубы, в бассейне р. Шуши, работала группа геологов под руководством Б. П. Зубкус и Е. А. Шнейдер, отметившая большую роль новейших тектонических движений в современном рельефе и выявившая погребенную под лёссами древнюю кору выветривания.

Геоморфологические наблюдения в комплексе геологических работ в 1960—1961 гг. проводили на водоразделе рек Нырды и Шинды Г. Т. Бунтин, Ю. А. Кузнецов, Г. В. Романов; в бассейне среднего течения Кизира — М. Б. Дзетовецкий, Р. В. Шемпель, К. Н. Нижевой; в верховьях р. Нички — В. А. Гриднев, М. И. Кузьмин.

В. А. Астахова в 1964 г. составила геоморфологическую карту долины среднего течения Шинды и стратиграфическую схему четвертичных отложений, в которых выделено два ледниковых горизонта, синхронные двум эпохам оледенения. Ею же в разрезе рыхлых отложений верховий рек Шуши и Каспы выделена погребенная кора выветривания мел-палеогенового возраста.

В 1962 г. вышла в свет монография С. С. Воскресенского «Геоморфология Сибири». В ней систематизированно освещены вопросы орографии, геологического строения, рельефа Восточного Саяна, высказана точка зрения о нормально эрозионном, а не о гольцовом, как считал И. А. Молчанов, происхождении поверхности выравнивания, намечены основные вехи в развитии рельефа. С. С. Воскресенский справедливо считает Восточный Саян крупным сводом, отмечая большую роль неотектонических движений в формировании рельефа.

Антропогенным отложениям Восточного Саяна к востоку от р. Уды посвящен раздел в монографии Э. И. Равского и др. (1964). В пределах горной части страны кратко описаны дочетвертичные базальты, нижне-, верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения. Подробная стратиграфическая характеристика приводится для отложений Тункинских впадин, где разрез начинается с нижнеплистоценовой красноцветной коры выветривания. К эпохеплейстоцену отнесена охристая свита. В плейстоцене выделены самаровский и тазовский горизонты, отложения казанцевского межледниковья, зырянского ледниковья, а также горизонты, синхронные каргинскому и сартанскому векам.

В 1965 г. вышла в свет работа В. Н. Олюнина «Неотектоника и оледенение Восточного Саяна», автор которой пришел к выводу о том, что все следы ледниковой деятельности, сохраненные в рельефе, принадлежат одному верхнеледниковому оледенению. Геоморфологическое строение этой территории рассматривается в тесной взаимосвязи с неотектоникой. В последние годы в пределах всей Алтае-Саянской области тематические исследования новейших тектонических движений, коры выветривания и рельефа проводили коллективы сотрудников Института физики Земли, Всесоюзного аэрогеологического треста, Московского государственного университета, Всесоюзного геологического института и др.

Таким образом, Восточный Саян оказывается изученным неравномерно. Наиболее подробно исследована его восточная часть, для которой с различной степенью полноты освещены стратиграфия кайнозоя, отдельные вопросы новейшей тектоники и истории развития рельефа. Для западной части, где отсутствуют полные разрезы кайнозоя, вопросы новейшей тектоники и истории развития рельефа затронуты лишь в самых общих чертах. Недостаточно ясными остаются для Восточного Саяна и такие вопросы, как время начала неотектонического этапа развития рельефа, возраст верхней поверхности выравнивания, возраст и размеры оледенения, более древнего чем последнее, а также вопросы, связанные с историей гидросети.

В настоящем очерке подводится определенный итог изучению главных проблем истории формирования рельефа и в определенной мере намечаются пути решения упомянутых вопросов.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ И ЕГО ЭЛЕМЕНТЫ

Характерной чертой рельефа Восточного Саяна является ярусность. К наиболее высокому ярусу (более 3000 м) относятся хребт Большой Саян с Агульскими Белками, Китойско-Тункинские Гольцы, Окинские Гольцы. К более низкому, среднему ярусу принадлежат Бельские Гольцы, Передовой хребт с северо-восточными и юго-западными предгорьями. Следующий низкий ярус (1800—2200 м) представлен Центральным плоскогорьем («Идеальное плато» С. В. Обручева, 1946), Окинским плоскогорьем, Шиндинским хребтом и Манско-Канским Белогорьем с отрогами. Обрамление Восточного Саяна состоит из Тункинской межгорной котловины, Рыбинской впадины и Южно-Минусинской котловины. Наиболее высокий ярус характеризуется максимальными абсолютными (более 3000 м) и относительными (до 1500 м) отметками и альпийским обликом рельефа.

Хребт Большой Саян образует водораздел между бассейном верховьев Енисея и реками, текущими на северо-восток со склонов Восточного Саяна, и протягивается с юго-востока на северо-запад вдоль верховьев Уды. Хребт обязан своим происхождением интенсивным новейшим тектоническим движениям. Это отражается в гребневидных формах вершин, крутых склонах, глубоком вертикальном расчленении. По материалам С. В. Обручева (1946) и В. Н. Олюнина (1965), в хребте Большой Саян можно выделить различные по морфологии участки. Юго-восточнее р. Ии, с северо-запада на юго-восток следуют Сенца-Тиссенский, Тиссенско-Дибинский, Дибинско-Хоренский горные массивы и хребт Мунку-Сардык. Первые три состоят из ступенчатых горстов, поднятых по разломам на различную высоту. Наиболее высокими и интенсивно расчлененными являются Сенца-Тиссенский и Тиссенско-Дибинский горные массивы. Абсолютные высоты Дибинско-Хоренского массива не превышают 2500—2600 м. В этих районах имеются останцы древнего выров-

ненного рельефа. Западная часть хребта Удинского имеет черты альпийского рельефа: гребневидные вершины, крутые склоны, следы ледниковой обработки речных долин. Вертикальное расчленение превышает 1000—1500 м.

Хребет Мунку-Сардык имеет наибольшие абсолютные отметки (до 3500 м) и резкое расчленение. Он отделен разломом от Тункинских Гольцов, с которыми имеет сходное строение рельефа, почему С. В. Обручев и считал его западной частью Тункинских Гольцов. На восточных вершинах хребта Мунку-Сардык имеются небольшие современные ледники.

Вероятно, к морфоструктуре Большого Саяна следует отнести и хребет Ергак-Торгак-Тайга, образующий водораздел системы Казыра и верховьев Енисея и являющийся в этом смысле продолжением хребта Большого Саяна. Абсолютные его отметки довольно быстро увеличиваются с запада на восток от 1800 до 2736 м (пик Заоблачный). По облику рельефа хребет Ергак-Торгак-Тайга также сходен с хребтом Большой Саян.

Китайские и Тункинские Гольцы (абсолютные высоты до 3260 м и относительные — до 1000 м) отличаются максимальной активностью неотектонических движений. Наиболее глубоко и резко расчленены Тункинские Гольцы и восточная часть Китайских, отделенная от западной меридиональным разломом. Кроме того, Китайские Гольцы отличаются наибольшей раздробленностью: вдоль многих разломов северо-западного и северо-восточного направлений выработаны довольно широкие речные долины. К наиболее значительным разломам приурочены верховья р. Олот и долина р. Эхе-Гол. Склоны междуречий в пределах описываемого района крутые в верхних своих частях и довольно пологие в нижних; особенно четко это прослеживается в западной части Китайских Гольцов. Здесь же более широко по сравнению с восточной частью распространены останцы древнего выровненного рельефа на абсолютных отметках 2200—2500 м на синийских гранитах, гранодиоритах, диоритах. В пределах Тункинских Гольцов реликты поверхностей выравнивания не сохранились, что, очевидно, следует объяснять более интенсивными неотектоническими движениями и действием избирательной денудации, разрушившими древний пенеплен.

Следы древнего оледенения наблюдаются как в Тункинских, так и в Китайских Гольцах в виде каров, карлингов, трогов, придающих хребтам альпийский облик.

Окинские Гольцы (2200—2600 м) расположены к юго-востоку от Центрального плоскогорья. Они представляют собой горст, окаймленный со всех сторон сбросовыми ступенями. Южная часть горста имеет максимальные абсолютные высоты 2700—3100 м и относительное расчленение свыше 1000 м. По строению и альпийскому характеру рельефа Окинские Гольцы сходны с Тункинскими. Восточная окраина Окинских Гольцов наиболее сильно раздроблена разломами и пересечена сквозными долинами. Останцов древнего выровненного рельефа не сохранилось. В горных долинах этих Гольцов хорошо выражены боковые и конечные морены, а также следы ледниковой экзарации.

Бельские Гольцы и Передовой хребет составляют более низкий ярус рельефа, для которого наряду с уменьшением абсолютных и относительных отметок характерно преобладание выровненных междуречий и крутых склонов.

В Бельских Гольцах (2100—2900 м) отмечается наибольшая дифференцированность новейших тектонических движений: отдельные участки его представляют собой систему горстов различной высоты. Наибольшие абсолютные отметки приурочены к останцам досреднемиоценовых гор, в то время как останцы базальтового плато имеют меньшие высоты (2000—2200 м). Горы расчленены узкими долинами и межгорными понижениями. Северная часть Бельских Гольцов относительно монолит-

на, а южная разбита разломами на глыбы с расчлененностью до 1000 м. Вершины Гольцов плоские, склоны довольно крутые. В центральной и северо-восточной частях прослеживаются следы древнего оледенения (восточный склон хребта Ермосхин, г. Шебелик-Сарьдаг и др.).

Передовой хребет состоит из продольных хребтов (объединенных под названием хребта Шэле) и низких северо-восточных предгорий. В районе хребта Шэле, куда также относится северная часть Ермосхинского хребта и горный массив к северу от долин рек Оки и Куркаапки (Олюнин, 1965) абсолютные высоты колеблются от 2200 до 2500 м, а относительные — достигают 1000 м. Этот район состоит из разновысотных горстов. В юго-восточной части отмечаются реликты древнего выровненного (плоскогогорного) рельефа, участки которого достигают ширины 20 км (Обручев, 1946). Северный склон, аналогично южному, круто возвышается над центральным плоскогорьем, и его рельеф расчленен глубокими ледниковыми долинами.

Основной особенностью следующего, третьего яруса рельефа Восточного Саяна является наибольшая сохранность в его пределах верхней поверхности выравнивания, что обусловлено меньшей интенсивностью новейших тектонических поднятий. К нему относятся Окинское плоскогорье, Шиндинский хребет, Манско-Канское Белогорье.

Окинское плоскогорье (1800—2400 м) является крупным, относительно стабильным по неотектоническим движениям горстом. Оно характеризуется наиболее обширными и ровными участками базальтового плато, в которое врезаны глубокие (до 700 м) каньоны рек Оки, Дибби, Зибит Тиссы и др. Базальты перекрывают расчлененный послесреднемиоценовый рельеф. Местами к этому плато спускаются участки древнего денудационного плато с останцовыми горами, представляющими собой горные отроги северо-западного и почти широтного простирания, пересеченные древними речными долинами. Поверхность Окинского плоскогорья выглядит пологими или крутосклонными увалами и холмами в сочетании с долинно-балочным рельефом. На плато междуречья Тиссы и Зибита в рельефе отчетливо выражены тектонические впадины. В восточной части Окинского плоскогорья, а также в бассейне р. Сорок сохранились остатки досреднемиоценового плато, где уцелели следы древнего оледенения в виде конечных морен, валов боковых морен, флювиогляциальных и ледниковых отложений.

Шиндинский хребет отличается максимальными неотектоническими поднятиями в пределах западной части Восточного Саяна. К нему приурочены наибольшие абсолютные и относительные высоты (соответственно 1836 и до 1000 м). Хребет и его отроги обладают гребневидными вершинами с узкими перевальными седловинами, крутыми склонами, покрытыми крупноглыбовыми осыпями. Реликты мел-палеогеновой поверхности выравнивания не сохранились. Об этапе пенепленизации, предшествующем обновлению рельефа, свидетельствует, по-видимому, лишь одновысотное положение вершин хребтов. Для рек этого района характерны крутые продольные профили, изобилующие резкими перегибами. В поперечном сечении долины имеют V-образные и каньонообразные профили. Последние приурочены к antecedentным участкам долин (реки Шинда, Тумна и др.). Террасы в долинах Шиндинского хребта развиты слабо, их площадки узкие, наклонные, аллювия на них почти не сохранились. На кембрийских известняках (на реках Шинде и Тумне) наблюдается значительное развитие карстовых процессов. Связанные с карстом углубления в коренном ложе долины заполнены аллювием, создавая ложное впечатление о повышенной его мощности, что отнюдь не характерно для этого района. Возможно, что именно неотектоническое поднятие благоприятствует усилению карстообразования. Еще одной чертой Шиндинского хребта является наличие следов ледниковой

деятельности (троговая долина р. Нички и отдельные участки их в других долинах, кары на северных и восточных склонах гор).

В пределах Манско-Канского Белогорья хребет Манское Белогорье является водораздельным, разграничивающим системы рек Маны на северо-востоке и Кизира-Казыра на юго-западе. На вершине хребта сохранилась уплощенная поверхность шириной от 0,5 до 20 км. Линия главного водораздела не совпадает с полосой наибольших абсолютных отметок, которая лежит на 5—20 км южнее, в верховьях р. Балахтисона. Отроги Манского Белогорья (хребты с узкими, выровненными вершинами и крутыми склонами) расположены в общем параллельно главному хребту с юго-востока на северо-запад. На южных отрогах Манского Белогорья, на правобережье Шинды, наряду с плоскими вершинами междуречий, которые осложнены участками ледникового холмистого рельефа, появляются гребневидные вершины с отметками до 1000—1600 м. Здесь наблюдается весьма слабая зависимость между формой склонов и литологией пород, характерная для районов интенсивного неотектонического поднятия: крутые склоны развиты на самых различных породах — от известняков, глинистых сланцев и конгломератов кембрия до мраморизованных известняков и эффузивов протерозоя и др. Для долин рек, расчленяющих этот район, характерен невыработанный крутой продольный профиль, изобилующий уступами. Террасы и поймы в долинах развиты слабо. Северные отроги Манского Белогорья отличаются меньшими абсолютными отметками, которые колеблются от 1000 до 1400 м, при относительных высотах от 500 до 600 м. Вершины и верхние части склонов междуречий здесь довольно пологие, тогда как нижние части последних отличаются заметной крутизной, что свидетельствует об оживлении эрозионной деятельности в связи с последующим этапом активизации неотектонических движений. Элювиально-делювиальные накопления, образовавшиеся на предшествующем этапе умеренных новейших тектонических движений, представлены мелким материалом. Разрушение нижних, более крутых частей склонов привело к преобладанию крупных обломков среди делювия.

Для северных отрогов Манского Белогорья чрезвычайно характерны широкое развитие и довольно хорошая сохранность реликтов поверхности мел-палеогенового выравнивания, протяженность которых иногда достигает нескольких километров. Это также свидетельствует об умеренности поднятий, вызвавших начальное расчленение мел-палеогенового пещеплена. Омоложение эрозии в более позднее время еще не распространилось на верховья долин. Реки имеют спрямленные русла, довольно крутые продольные и V-образные поперечные профили. О недавней активизации поднятий свидетельствуют также малая мощность аллювия в долинах, выходы коренных пород в русле и развитие на многих участках цокольной поймы (реки Крол, Мана и др.). Господствующие высоты в районе часто связаны с интрузиями гранитов, что, возможно, говорит об устойчивом во времени режиме активных поднятий этих участков. Манское Белогорье на юго-востоке переходит в Канское Белогорье, которое имеет аналогичный характер рельефа.

К юго-западу Манское Белогорье постепенно понижается и переходит в предгорья, которые характеризуются наименьшими абсолютными отметками — от 600 до 1000 м и вертикальным расчленением до 400 м. Их рельеф отличается спокойными формами, широкими и пологими междуречьями и склонами. В юго-восточной части предгорной зоны Восточного Саяна расположено Кизир-Казырское междуречье, где сохранились реликты донеогеновой поверхности выравнивания. Кроме того, вдоль долин прослеживается ступень, приподнятая над тальвегом рек на 150—200 м.

Отмечаются также следы ледниковой и водно-ледниковой обработки — трогаобразные долины и ледниковая штриховка на скалистых

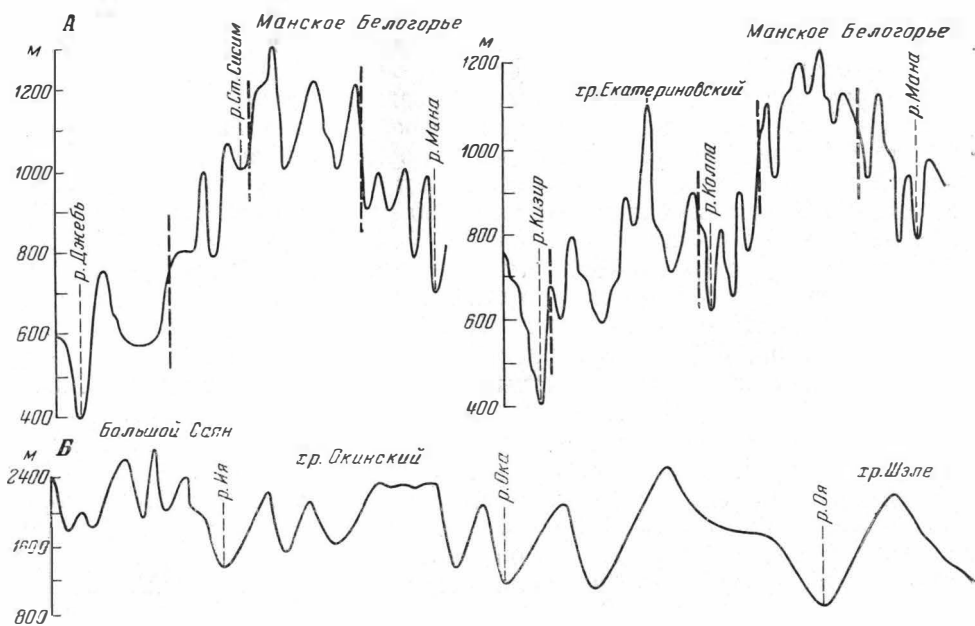


Рис. 26. Схематические профили рельефа Восточного Саяна

А — западная часть, через хребет Манское Белогорье; Б — восточная часть, через хребты Большой Саян, Окинский и Шэле

берегах озер, вытянутых с востока на запад. Западные берега озер Тагосук, Тиберкуль, Можарское и других окаймлены конечноморенными валами. Долины правых притоков рек Казыра — Можарки, Тюхтят, Табрата — являются бывшими ложбинами стока ледниковых вод. К востоку от моренно-подпрудных озер склоны долин закрыты плащом моренных осадков, мощность которых местами достигает 40—50 м (оз. Хабалык и др.). В результате деградации ледниковых озер образовались крупные болота (Клюквенное и др.).

Продольные профили рек отличаются значительной выработанностью. Руслу рек местами сильно извилистые. Широко развиты аккумулятивные террасы, непрерывно прослеживаемые вдоль долин на значительных расстояниях и имеющие наклонные площадки. Мощности аллювиальных отложений в этом районе не превышают нормальные: 10—15 м в долине р. Казыр и 5—6 м — в его притоках.

Территория, занимающая бассейны р. Сисима, верховьев р. Сыды и среднего и нижнего течения Маны, представляет собой слабо измененную и поднятую в настоящее время на высоту до 800—900 м мел-палеогеновую поверхность выравнивания, в которую врезана современная речная сеть. Вдоль речных долин развита более молодая поверхность выравнивания, лежащая на уровне 150—200 м над современными днищами долин. Довольно пологие склоны междуречий покрыты сплошным плащом делювия, который образует у подножий склонов шлейфы. Местами на склонах развиты делли. Долины характеризуются выработанными продольными профилями, широкими днищами и плавными их переходами в склоны, но при этом русла меандрируют слабо. Мощности аллювиальных отложений близки к нормальным. Сочетание умеренного темпа неотектонических поднятий с довольно активными экзогенными факторами приводит к отчетливому проявлению избирательной денудации. Последняя проявляется в препарировке интрузий (горы Шаман, Пьерра и др.), а

также в различной крутизне склонов на породах разного литологического состава, что приводит к асимметрии междуречий (Большая Шушь — Каспа; Моргоз — Отрок и др.).

На крайнем юго-востоке границей Восточного Саяна с западным Забайкальем служит Тункинское межгорное понижение, дно которого имеет отметки от 650 до 1600 м. Это понижение включает Тункинскую, Мондинскую, Торскую и другие котловины, разделенные Еловским, Ниловским и Харадабанским горными массивами. Последние представляют собой ступенчатые горы с относительной высотой до 400 м и реликтами древнего выровненного рельефа на вершинной поверхности. М. Г. Гроссвальд (1965) считал их конседиментационными складками, выраженными в рельефе в виде коротких диагональных хребтов. Котловины заполнены кайнозойскими отложениями, мощность которых достигает 2000—3000 м. Рельеф дна котловин плоский или пологоувалистый, местами имеются холмы и гряды.

В целом геоморфологический облик морфоструктуры Восточного Саяна определяется сводово-глыбовыми неотектоническими движениями. Различная интенсивность и амплитуда последних во взаимосвязи с экзогенными рельефообразующими факторами создали все многообразие описанных выше районов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Речная сеть восточной части Восточного Саяна охарактеризована в работах С. В. Обручева, С. С. Воскресенского, В. Н. Олюнина. Напротив, особенности рек западной части Восточного Саяна освещены в литературе весьма скудно.

Реки относятся к бассейну Енисея. Наиболее крупные из них: Туба, Кизир, Казыр, Шинда, Сыда, Сисим и Мана. Основные реки имеют северо-западное и широтно-субширотное направления течения, совпадающие с простиранием основных тектонических структур Восточного Саяна. К главным особенностям гидросети относятся ее решетчатый рисунок в плане, приуроченность небольших рек и отдельных участков русел крупных рек к тектоническим нарушениям, асимметрия речных бассейнов, ступенчатость продольных профилей рек. Решетчатость гидросети обусловлена, вероятно, тем, что при первоначальном заложении долинных понижений потоки осваивали ослабленные зоны вдоль линий продольных и поперечных разломов в скальном субстрате. Отдельные участки долин крупных рек протяженностью 40—50 км, например Кизира, Шинды (на всем ее субширотном отрезке), Казыра, приурочены к крупным разломам. Рисунок долин нижнего течения Кизира и Казыра, верховья и низовья Шинды характеризуется коленчатыми очертаниями: спрямленные участки долины сочленяются под углом 70—80°, имея обычно субширотное и субмеридиональное направления. Особенно четко такую картину можно наблюдать в верховьях Сыды, где притоки в плане сочленяются почти под прямыми углами между собой и Сыдой. К разломам приурочены верховья р. Тумны (Кизир-Шиндинокое междуречье), ключа Гороховского, притоки рек Оленьей и Танайбы (Манско-Шиндинское междуречье) и др. Все крупные реки по отношению к геологическим структурам являются продольными.

В строении долин горных рек западной части Восточного Саяна проявляется зависимость от тектонических структур, огромная размывающая и транспортирующая способность потоков, следы деятельности ледниковых процессов. Реки порожисты, быстры, благодаря высокому коэффициенту стока расход их чутко реагирует на изменение количества выпадающих осадков.

Наиболее крупной рекой по протяженности является Кизир. Ее долина вплоть до устья р. Каспы имеет северо-западное направление, совпадающее с направлением проходящего здесь разлома. На этом отрезке бассейн Кизира асимметричен: все его крупные притоки впадают справа. Отрезок долины Кизира между устьями рек Тумановка и Зайка имеет ряд озеровидных расширений, так что ширина долины колеблется от 0,5 до 3—4 км. Склоны долины четкие, иногда крутые, поперечный профиль V-образный, местами асимметричный. На этом отрезке хорошо заметна зависимость строения долины от литологии размываемых пород: в местах размыва девонских конгломератов, допалеозойских сланцев или синских известняков долина расширяется, в местах же пересечения кембрийских гранитов она сужается. Исключением является участок впадения р. Окуневки, где, несмотря на то что пропиливается гранитный массив, ширина долины сохраняется неизменной. Очертание же русла прямолинейно-угловатое, плавные меандры составляют редкое исключение. Террасы, развитые здесь, цокольные, с крупногравийным и гравийно-галечниковым аллювием. Наиболее хорошо развитой является III терраса высотой 22—30 м. Пойма реки сложена русловыми фациями — крупным галечником и валунами. Площадки террас слабо наклонены к руслу. В местах озеровидных расширений аллювиальный материал террас становится более тонким, гравийно-галечниковые отложения сменяются тонкими песками и супесями.

На отрезке от устья р. Зайки до Семеновских шивер долина Кизира узкая, поперечный профиль ее имеет трапецеидальную форму с плоским дном и крутыми склонами. Русло спрямленное, площадки низких террас узкие с относительными высотами 2—4 и 5—7 м.

От Семеновских шивер и до устья р. Шинды в долине Кизира чередуются участки со спрямленным руслом и плавные крупные меандры. В районе первого порога долина имеет V-образную форму, ниже порога — пологие террасированные склоны. Здесь развиты низкие аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы с относительными отметками 1,2—2, 7—12 и 16—20 м, причем последняя в некоторых местах цокольная. Ширина долины колеблется от 2 до 4 км.

Ниже устья Шинды и до устья кл. Осипова долина в плане имеет коленчатые очертания. Поперечный профиль ее становится каньонообразным. Низких террас здесь нет. На относительной высоте 200 м и выше на склонах отчетливо видны узкие террасовидные площадки, на которых сохранился грубозернистый аллювий (Васильев, 1956). По ряду признаков можно заключить, что на описываемом участке река пропиливает ось поднятия, т. е. долина является antecedентной.

Ниже кл. Осипова и вплоть до устья долина Кизира имеет однообразное строение: ширина ее достигает 1—2 км. Склоны довольно пологие; кроме низких аккумулятивных террас, прослеживаются 40—70 и 60—80-метровые. Влияние литологии размываемых пород на рельеф долины здесь не сказывается, хотя до пос. Кордово река размывает кембрийские эффузивы, ниже — гранитный массив, далее — до устья — девонские породы.

Другой крупной рекой является Казыр. Она многократно меняет свое направление, как правило поворачивая почти под прямыми углами, и местами приспособляется к установленным геологическим разломам. Долину Казыра в ее среднем и нижнем течении можно разделить на три отрезка, которые четко отражают тектоническое строение территории. На верхнем, от порога Убинского до с. Таяты, Казыр течет в зоне прогиба, пересекая по разломам то гранитные интрузии, то кембрийские эффузивы. В широкой асимметричной долине развиты плавные меандры, наблюдаются террасы с высотами 3—4, 13—20 м, а в отдельных местах — до 30—35 и 50 м. На описанном участке Казыр исполь-

зует два параллельных разлома. При переходе от одного разлома к другому река резко меняет свое направление. Второй отрезок долины Казыра от пос. Горловки имеет иной вид: русло не меандрирует, притоки не развиты, террасы цокольные, а острова в русле образованы останцами коренных пород. Вся долина намного уже, чем на первом участке, форма ее V-образная. Все эти черты отражают влияние Таятско-Сретенского поднятия, пересекаемого рекой. Наибольшей ширины (до 8—10 м) долина достигает возле устья Амыла, где террасы сливаются со склонами междуречий.

Река Шинда, правый приток р. Кизира, в верхнем течении (выше устья Балахтисона) использует разлом и ориентирована субпараллельно р. Кизиру. Днище долины здесь плоское, шириной до 0,5 км, склоны крутые, часто обрывистые. Примечательным для описываемого участка Шинды являются размываемые руслом карстовые воронки в кембрийских известняках, в которых аллювий имеет большую мощность.

Ниже устья Балахтисона Шинда пересекает гранитный массив и ось антиклинального поднятия. Этот участок долины имеет antecedentный характер, поэтому форма ее каньонообразная, террас нет.

Чередованием узких крутосклонных участков с участками широкой террасированной долины характеризуется отрезок Шинды ниже устья ручья Тропового и вплоть до своего устья.

Притоки описываемых рек — Жерба, Балахтисон, Малая Шинда, Тумна — текут вкрест простирания геологических структур, в пределах крыла неотектонического поднятия и имеют каньонообразную форму долин. Река Ничка, правый приток Кизира, текущая параллельно ему, отличается трапецеидальным поперечным профилем долины, извилистым руслом, спокойным течением.

Сопоставление речных террас как в пределах одной долины, так и с террасами долин смежных районов является сложным из-за блоковых неотектонических движений. Поэтому прослеженные в речных долинах террасы объединены в комплексы низких, средних и высоких. К комплексу низких террас относятся: первая и вторая, а также пойма. Комплекс средних террас объединяет третью и четвертую, а к комплексу высоких относятся все остальные более высокие террасы. Наиболее отчетливо прослеживается комплекс низких террас, средние террасы имеют меньшее распространение, но выдержанные высоты. Террасы верхнего комплекса сохранились лишь на очень ограниченных участках.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНОГО САЯНА

Геосинклинальная фаза развития Восточного Саяна

Наиболее древними осадками в пределах Восточного Саяна являются мощные (до 10—12 км) толщи архея, вскрытые современным денудационным срезом. Архейские осадки представлены парагнейсами, мраморами, кварцитами, амфиболитами, кристаллическими сланцами и известняками.

Как показано на геологической карте (под редакцией Мелешенко, 1961), глыбы архея распространены на отдельных участках в бассейнах Китоя, Большой Белой, Оки, в верховьях Ии, Уды, а также Агула, Кана и Маны (Никитин и др., 1963). Эти жесткие глыбы большинство исследователей (Богацкий, Мусатов, Хаин, 1962; Косыгин и др., 1962) считает обломками цоколя древней Сибирской платформы. На остальной территории в архейскую эру существовала геосинклиналь.

В современном рельефе архейские глыбы проявляются как резко обособленные, преимущественно горстовые блоки или массивы, например, Гарганский, Канский и Хонголдойский. Поднятые блоки и явились первыми участками горного рельефа в пределах Восточного Саяна.

В конце архея возникла также Саяно-Байкальская система разломов, выраженная и в современном рельефе.

В начале раннего протерозоя на территории Восточного Саяна, на раздробленном архейском фундаменте, возникла новая геосинклиналь. Накопление бирюсинской и дербинской серий сопровождалось разделением территории на два структурно-фациальных пояса. Западная и Центральная части Восточного Саяна принадлежали к внутреннему поясу (эвгеосинклинали) нижнепротерозойской геосинклинали. Для нее характерны вулканогенно-осадочные породы значительной мощности. Современное Присаянье относилось к внешнему поясу (миогеосинклинали) геосинклинали, для которого характерно накопление терригенных осадков относительно небольшой мощности. Описываемые пояса разделялись зоной Главного Саянского глубинного разлома.

Дальнейшее развитие протерозойской геосинклинали шло по пути консолидации раннепротерозойских образований. Крупные тектонические движения байкальского цикла, следовавшие в послебирюсинское время, привели к раздроблению архейских и нижнепротерозойских толщ (Конилов, Маньковский, 1963). Одни из них были погружены на значительную глубину, другие вошли в состав внутренних поднятий и глыб. Вдоль глубинного Главного Саянского разлома образовалось Центрально-Саянское поднятие, которое являлось источником сноса в среднепозднепротерозойское время. Пояса байкальской геосинклинали еще более резко обособились, разделенные Центрально-Саянским поднятием. Образовались две структурно-фациальные зоны, разделенные разломом: северная (Удско-Дербинская) и южная (Иркутско-Окинская).

В позднепротерозойское время Удско-Дербинская зона формировалась как положительная структура — Восточно-Саянский антиклинорий (Любалинская, Немировская и др., 1962), на месте которого в синийское время существовали отдельные архипелаги. На территории Иркутско-Окинской зоны в этот же период существовал неглубокий обширный бассейн. Этот бассейн заполнялся терригенным материалом, сносимым со стороны Центрально-Саянского внутреннего поднятия и участков суши в Иркутско-Окинской зоне. Присаянье оформилось как пригеосинклинальный прогиб. Терригенные осадки этого прогиба сохранились в Урикско-Ийском и Олотском грабенах, где их мощность превышает 8 тыс. м. В пределах Восточно-Саянского антиклинория залегают мощные вулканогенные образования кувайской серии, свидетельствующие о том, что описываемый антиклинорий представлял собой вулканические горы островного типа и являлся источником массы вулканического и терригенного материала. Юго-западнее, в пределах современного Сисимо-Казырского синклинория, продолжала существовать эвгеосинклинальная зона.

Замыкание геосинклинали на территории Восточного Саяна было растянуто во времени. Осевая зона и северо-восточный склон закончили геосинклинальное развитие к началу кембрия в связи с резкой сменой тектонического режима на рубеже протерозоя и палеозоя. Присаянье присоединилось к Сибирской платформе.

На месте бывшего внутреннего пояса геосинклинали возник внешний. Юго-западная часть Восточного Саяна стала внутренним поясом, на месте которого позднее образовался Сисимо-Казырский синклинорий. О геосинклинальном режиме в начале палеозоя в юго-западной части Восточного Саяна свидетельствуют характер формаций, большие

мощности осадков, широкое развитие эффузивных и интрузивных образований, интенсивное проявление складчатости.

В кембрии на описываемой территории происходила основная вулканическая деятельность, формировались мощные вулканогенные, терригенные и карбонатные толщи (казырская, чибижекская, балахтисонская, осиновская, кизирская и др.). Общая мощность кембрийских отложений превышает 8—10 тыс. м. Очевидно, внутри эвгеосинклинального пояса в нижнем и среднем кембрии существовали области сноса в виде участков суши с расчлененным рельефом, а также области осадконакопления преимущественно с прибрежно-морским режимом и с вулканическими островами (Немировская и др., 1961). Геосинклинальное развитие здесь закончилось во второй половине кембрия в результате раннекаледонской (салаирской) фазы складчатости.

Таким образом, в начале палеозоя сушей являлась современная территория Восточно-Саянского антиклинория (Удско-Дербижская зона), а также отдельные участки Иркутско-Окинской зоны и Кизир-Казырского района. Остальная часть Восточного Саяна была еще областью морского осадконакопления.

Фаза послегеосинклинального орогенного развития рельефа

Осадки, характеризующие ордовикский период в Восточном Саяне, большинством исследователей объединены с кембрийскими (Шелковников, 1962). Возраст гранитных интрузий Кизир-Шиндинского междуречья определяется как ордовикский (там же) или кембро-силурийский (Поляков, Федосеев и др., 1965). Условно к ордовику (Моссаковский, 1963) отнесена также черемшанская свита грубообломочных пород.

На геологической карте под ред. В. С. Мелешенко (1961) ордовикские отложения показаны отдельными небольшими участками преимущественно близ тектонических нарушений: в верховьях Таежного и Степного Сисима, Степного Баджея, на левом берегу Кизира, в районе Можарских озер. Можно предполагать, что в Восточном Саяне среди гор существовали небольшие локальные депрессии, ограниченные уже существовавшими разломами.

В Присаянье (в бассейне р. Бирюсы) ордовикские отложения развиты шире. Нижнеордовикские отложения (усть-кутская и ийская свиты общей мощностью до 600 м) представлены преимущественно песчаниками и алевролитами, среднеордовикские образования (мамырская свита) — алевролитами и грубыми кварцевыми песчаниками (часто косослоистыми), верхнеордовикские — грубыми псефитами, конгломератами и гравелитами братской, или бирюсинской, свиты общей мощностью до 450 м.

По составу и мощности слоев ордовика и резкому преобладанию терригенного материала над карбонатным можно думать, что Восточный Саян в этот период был горной, расчлененной страной.

О резко расчлененном рельефе в начале девона свидетельствуют особенности распространения и состав конгломератов и разнозернистых песчаников с прослоями конгломератов. Эти образования имеются на отдельных участках Кизир-Казырского междуречья, в верхнем течении Кизира, в бассейнах Уды, Малой Бирюсы и в верховьях р. Кара-Бурень и формировались, по-видимому, в депрессиях рельефа в результате сноса с гор быстрыми довольно крупными реками. Об этом говорят наличие в конгломератах главным образом переотложенного местного материала (хорошо окатанной гальки кварцитов, известняков, гранитов и др.) и быстрое выклинивание его по простиранию. Песчаники имеют косую слоистость, состоят из очень плохо окатанного и несортированного обломочного материала.

Кроме континентальных осадков в девоне на территории Восточного Саяна, а также за его пределами накапливались мелководноморские осадки камышетского комплекса. О том, что в девоне Восточный Саян продолжал существовать как горная, расчлененная страна с небольшими межгорными впадинами, свидетельствует также накопление мощных континентальных и мелководноморских осадков вдоль его предгорий (в Рыбинской впадине). Эти осадки представлены красноцветными песчаниками и алевролитами оклерской свиты (мощностью до 650 м); аргиллитами, чередующимися с разнозернистыми песчаниками с мелкой галькой и линзами конгломератов, пеновской свиты (350 м); валунно-галечными конгломератами и туфогенными породами хуторской свиты (400 м), а также песчано-галечно-конгломератовой толщей с линзами известняков анжинской свиты (350 м). На междуречье Ия — Агул существовали вулканические ландшафты.

Аналогичный рельеф сохранился в Восточном Саяне, по-видимому, и на протяжении карбонового и пермского периодов. Для карбона характерны типично континентальные угленосные толщи. За пределами Восточного Саяна существовали крупные водоемы типа эпиконтинентальных морей, лагун и больших озер. Так, в районе г. Красноярска у северо-западной окраины Восточного Саяна и западной части Рыбинской впадины в этот период происходило накопление осадков прибрежной зоны крупного опресненного водоема. Относительно стабильная тектоническая обстановка, в которой происходила денудация горной страны, благоприятствовала формированию минусинской серии мощностью почти 3000 м (углистые осадки). Судя по мелкозернистому материалу осадков, сносимых с гор в этот период, рельеф не был контрастным, а скорее всего имел мягкие очертания и незначительное расчленение.

По-видимому, развитие рельефа в условиях относительно стабильного тектонического режима и оптимального климата проходило и в триасовое время, так как для смежных районов — Алтая, Иркутского бассейна, юго-востока Западно-Сибирской низменности — упоминается развитие триасовой коры выветривания (Геология угля, 1964; Казаринов, 1963; Казанский, 1958, и др.).

В юрском периоде происходили обновление и расчленение рельефа вплоть до создания горной страны, о чем говорит наличие грубообломочных отложений как в пределах Восточного Саяна, так и в Присаянье (Кашик, 1962; Глоба и др., 1964; Ильюхина и др., 1963). В центральной части Восточного Саяна в очень небольших по площади локальных впадинах (бассейны Оки, Урда-Оки, верховьев Китоля) нижне- и среднеюрские осадки представлены брекчиями, грубовалунными конгломератами массивного сложения, граувакками и грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов видимой мощности до 300 м. Обломочный материал состоит из плохо окатанных валунов и гальки местных пород.

В предгорьях Восточного Саяна в это же время формировались толщи конгломератов (заларинская свита), песчано-угольные и песчаные осадки (черемховская и присаянская свиты). По данным С. А. Кашик (1962), в юго-восточной части Иркутского амфитеатра конгломератовая толща юры, соответствующая ниже-среднеюрским свитам, на основании изучения окатанности, сортированности, степени уплотненности и изометричности и др. отнесена к фации горного руслового аллювия. Галька конгломератов состоит из эффузивов Прибайкалья и из гранитов и метаморфических пород Восточного Саяна. Подобные грубообломочные отложения юры (конгломераты и галечники) известны на Енисее ниже Красноярска, в Рыбинской впадине (Саяно-Партизанский район).

В верхнеюрское время, судя по тонкозернистому составу пород с углистыми прослоями, в предгорных и межгорных впадинах Канского и

Иркутского бассейнов накопление материала происходило путем замедленного сноса с невысоких гор Алтае-Саянской области.

Существование горного рельефа Восточного Саяна в юрском периоде подтверждается также значительным количеством терригенного материала, выносимого в Западно-Сибирскую низменность. Е. В. Шумилова (1963) полагает, что основной снос в раннеюрское время шел со стороны южного и юго-восточного обрамления низменности, т. е. с Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Большое количество терригенного материала, выносимого в низменность, отражает обстановку интенсивного размыва обрамления, т. е. расчлененный рельеф области сноса.

Наконец, о расчлененности горной страны в поздне-юрскую эпоху, связанной с продолжающимся подъемом, свидетельствует, как установлено Ю. П. Казанским (1958), слабая степень разрушенности минералов в отложениях тяжинской свиты в Чулымо-Енисейской впадине. Кроме того, вынос минералов метаморфических пород в южную и восточную части Западно-Сибирской низменности указывает на то, что в этот период продолжали вскрываться протерозойские толщи на больших площадях обрамления низменности, в том числе и в пределах Восточного Саяна (Сакс, Ронкина, 1960).

Подъем и расчленение Восточного Саяна продолжались и в меловую эпоху, что устанавливается по следам значительного размыва амфиболовых, метаморфических пород нижнего протерозоя. Особенности терригенно-минералогической провинции юго-восточной части Западно-Сибирской низменности (наличие титанистых минералов, слюд, присутствие эпидота), по мнению Е. В. Шумиловой, свидетельствуют о размыве пород прилежащих гор, в том числе и Восточного Саяна.

Таким образом, территория современного Восточного Саяна существовала как горная страна начиная с ордовика. На протяжении всего среднего и верхнего палеозоя, а также мезозоя эпохи тектонических поднятий и резкого расчленения горного рельефа неоднократно сменялись относительно стабильной тектонической обстановкой, когда наступало известное равновесие поднятий и денудации, т. е. рельеф принимал облик слабо расчлененных низких гор. При этом временами происходило формирование кор выветривания.

Фаза регионального выравнивания

Известная в западной части Восточного Саяна мел-палеогеновая (?) кора выветривания, изучение которой начато лишь в последние годы, свидетельствует об относительно спокойной тектонической обстановке, при которой происходило выравнивание, денудация рельефа перед образованием коры. Судя по минералогическому составу коры выветривания, климатическая обстановка была благоприятна для широкого развития каолинизации. Каолинит отмечен не только в коре выветривания, но и в более молодых осадках, образовавшихся за счет ее размыва и переотложения.

Для Манско-Сисимского района, северо-западной окраины Восточного Саяна и Енисейского края мел-палеогеновое время также определяется как благоприятное для формирования кор выветривания (Боголепов, 1961). Широкое распространение продуктов размыва коры выветривания позволяет предполагать площадное развитие последней. Поэтому можно думать, что процессы выравнивания охватывали по крайней мере всю территорию западной части Восточного Саяна, но последующее сильное расчленение рельефа в связи с тектоническими поднятиями почти всюду уничтожило следы этой эпохи выравнивания.

О спокойной тектонической обстановке в горном обрамлении Западной Сибири свидетельствуют также данные Е. В. Шумиловой (1963), которая указала на бедный в количественном и качественном отношении минералогический состав позднемеловых и палеогеновых осадков. Очевидно, осадконакопление в палеогеновом Западно-Сибирском море происходило в обстановке ослабления эрозионных процессов в окружающих континентах, что обуславливало мелкозернистость приносимого материала, однородность литологического и минералогического составов осадков на больших территориях.

Сведения о мел-палеогеновой коре выветривания, распространенной в Иркутском амфитеатре, на Ангаро-Ленском междуречье, а также залегающей в основании кайнозойских отложений Тункинской впадины, приведены Н. А. Логачевым (Логачев и др., 1964). Кора выветривания представляет собой глины, разнообразные по цвету и состоящие из гидрослюд, каолинита и других минералов выветривания. Возраст коры в Приангарье по геологическим и геоморфологическим данным определяется как поздний мел-палеоген.

Обобщенные данные о позднемеловой-палеогеновой коре выветривания юга Сибирской платформы мощностью 50—60 м привел Э. И. Равский (1959). Нижняя граница времени ее формирования четко определяется самым концом мела (датский ярус). Верхняя граница определяется по перекрывающим кору выветривания олигоценовым осадкам на о. Ольхон. Таким образом, для значительной территории юга Сибири устанавливается позднемеловая—палеогеновая эпоха формирования коры выветривания. К этому времени завершилось, по-видимому, формирование верхней поверхности выравнивания, реликты которой имеются в западной части Восточного Саяна, на Манском Белогорье, а также в восточной части Восточного Саяна (Олюнин, 1965).

Как показал анализ поперечных профилей рельефа, пологие или уплощенные вершины междуречий в западной части Восточного Саяна приурочены к абсолютным отметкам от 800—900 до 1400 м, а в верховьях р. Маны — до 1600 м. Анализ геологических карт, дешифрирование аэрофотоснимков и полевые наблюдения позволили установить, что эта выровненная поверхность на близких абсолютных отметках срезает различные по литологии и возрасту дислоцированные породы. Так, хребет Манское Белогорье сложен графитистыми мраморами и кристаллическими сланцами, а также известняками нижнего протерозоя; в верховьях Сисима развиты нижнекембрийские глинистые сланцы и известняковистые песчаники. На правобережье Джеби этот же уровень срезает силурийские и протерозойские интрузивные породы и кембрийские известняки, а к северо-востоку от р. Шинды (восточная окраина Манского Белогорья) — нижнекембрийские известняки, песчаники, нижнепротерозойские графитистые мраморы с гнейсами и среднепротерозойские эффузивы.

И. А. Молчанов (1934), впервые описавший в Восточном Саяне поверхности «белогорья», высказался за их гольцовый генезис. Он считал, что плоские возвышенности не являются реликтами древнего («первичного») пенеплена, а сформированы в результате высокогорного выветривания, разрушения стенков каров. Отдавая должное его первым наблюдениям, следует заметить, что описываемая поверхность вряд ли могла сформироваться в результате морозного выветривания, так как единый гипсометрический уровень имеет громадная территория, что не может быть следствием гольцового выравнивания. Кроме того, в пределах Манского Белогорья (в Жайминском грабене) сохранилась древняя (палеогеновая?) кора выветривания. А как известно, все изученные коры выветривания характерны для эрозионно-денудационной поверхности выравнивания и не свойственны гольцовым поверхностям.

Таким образом, исходя из сказанного, следует, очевидно, считать гезис описываемой поверхности выравнивания эрозионно-денудационным. С. С. Воскресенский также считал, что плоские поверхности, лучше всего сохранившиеся на Манском Белогорье, являются реликтами древнего пенеплена, и справедливо подчеркивал, что можно проследить переход одной и той же поверхности древнего пенеплена «из области, захватывавшейся оледенением, в область, где оледенения не было» (Воскресенский, 1962, стр. 245).

К позднемеловому-палеогеновому этапу выравнивания относятся, по-видимому, реликты древнего выровненного рельефа, выделяемые в восточной части Восточного Саяна В. Н. Олюниным (1965), который предположительно определил их возраст как мел-досреднемиоценовый.

В заключение следует отметить, что хотя непосредственно в Восточном Саяне следы, оставленные эпохой регионального выравнивания, изучены еще крайне слабо, нам представляется возможным утверждать, что в конце мезозоя и начале кайнозоя Восточный Саян не являлся областью интенсивного расчленения и сноса. Данные различных авторов свидетельствуют, что возраст коры выветривания, формировавшейся при нисходящем геоморфологическом развитии страны, определяется как верхний мел-палеоген. Далее установлено, что участки поверхности выравнивания, имеющиеся в современном рельефе Восточного Саяна, являются реликтами древнего, донеогенового пенеплена. В сопредельных горных странах пенепленизация имела место в конце мела — палеогена. Восточный Саян также, по-видимому, в это время переживал стадию нисходящего развития рельефа.

Новейший орогенный этап развития рельефа

Главный орогенный этап формирования современного горного рельефа охватывает промежуток времени от олигоцена до нижнечетвертичной эпохи. На протяжении этого отрезка времени произошли определенные изменения в общей направленности развития рельефа, поэтому для Восточного Саяна можно более или менее достоверно выделить три подэтапа, или фазы.

Начальная фаза, которая охватывает олигоцен, знаменуется общим подъемом страны. Об этом свидетельствуют вскрытые скважинами в Южно-Миусинской впадине галечниковые отложения, которые по литологии и спорово-пыльцевым данным синхронны бельской и кирнаевской свитам приенисейского района (Горшков, 1961). Галечниковые отложения подстилают пестроцветные глины врехнепалеогеново-неогенового возраста, которые приурочены к древним эрозионным понижениям (Финаров, 1963). О поднятии горной страны можно также судить и по следам размыва, которые разделяют мел-палеогеновую кору выветривания и миоплиоценовые глины в депрессиях рельефа западной части Восточного Саяна (Добродеев, 1965).

С началом поднятия Восточного Саяна связано формирование водораздельных «покровных» галечников, которые с размывом перекрывают девонские, юрские и меловые отложения вдоль его северных склонов и сменяются по простиранию «саянскими» галечниками, впервые описанными М. П. Нагорским (1937). В составе косослоистых водораздельных галечников, имеющих мощность до 35 м, С. П. Горшков (1961) отметил повышенное содержание кремнистых пород и зерен устойчивых минералов. По спорово-пыльцевым спектрам галечники датируются верхним олигоценом (Архипов, Кулькова, 1965). В их спорово-пыльцевом спектре присутствуют многочисленная пыльца семейства *Betulaceae* (до 50,3%)

с родами *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*; пыльца *Juglandaceae* с родами *Juglans* и *Pterocarya*; *Ulmaceae* с родами *Ulmus*, *Celtis*, *Zelkova*; *Nyssa*, *Liquidambar*, *Sterculia*, *Tilia*. Среди хвойных преобладает пыльца семейства *Pinaceae*, с родами *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*; в небольших количествах — пыльца *Dacrydium*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Sequoia*.

О дифференцированном поднятии Восточного Саяна в олигоцене свидетельствуют также конгломераты, вскрытые под базальтами в бассейнах рек Оки и Китоя (Обручев, 1946).

Оживление тектонической активности в пределах горного обрамления отражено в изменении минерального состава обломочного материала Западной Сибири (Шумилова, 1963); в олигоценовых осадках увеличивается содержание полевых шпатов, минералов группы эпидота, слюд, снижается роль устойчивых минералов.

Начавшаяся деформация древней поверхности выравнивания привела к формированию ярусов рельефа в Восточном Саяне, а также к захоронению кор выветривания на отдельных локальных участках. В пределах предгорий поверхность выравнивания подверглась сильному расчленению, особенно в местах преобладания менее стойких к денудации кембрийских пород. При этом все же небольшая дифференциация тектонических движений (судя по незначительной амплитуде деформации поверхности выравнивания) способствовала сохранению кор выветривания и продуктов их размыва. В пределах низкогогорья верхняя поверхность выравнивания сохранилась в местах развития более стойких к денудации пород протерозойского комплекса. Коры выветривания сохранились лишь в депрессиях рельефа. На остальной территории низкогогорья они уничтожены вследствие изменений реликтов поверхности выравнивания процессами последующей гольцовой денудации. На более приподнятом (для западной части Восточного Саяна) Кизир-Шиндинском междуречье так же, как, вероятно, и в других частях этой горной страны, поверхность выравнивания не сохранилась.

В неогеновом периоде — следующем подэтапе — в Восточном Саяне произошла некоторая стабилизация тектонических движений, замедление преобразования рельефа, отражением чего является накопление в предгорьях и межгорных впадинах (Минусинской и Тункинской) алевролитистых пестроокрашенных озерных глин. На правобережье Енисея, в Минусинской котловине (Финаров, 1963) и депрессиях рельефа предгорий западной части Восточного Саяна накапливались тонкие, пестроокрашенные неогеновые глины и суглинки, продукты переотложения мел-палеогеновой коры выветривания. По данным химического, минералогического, рентгеноструктурного анализов и хромографии (материалы Абрамова, Астаховой, 1964; Добродеева, 1965; определения А. В. Ивановой, Т. Ф. Антоновой и др.), в них наряду с каолинитом отмечены монтмориллонит, гидрослюды и примесь железа. Гидрослюды и каолинит сильно разрушены, устойчивые минералы в большей степени выветрелые, имеются свободные полуторные окислы железа и алюминия, отмечается карбонатность пород. Приведенные данные, а также условия залегания глин свидетельствуют об их образовании вследствие размыва коры выветривания. В их спорово-пыльцевом спектре (определения лаборатории ВАГТ и М. П. Гричук) преобладает пыльца ели, тюги, пихты с небольшой примесью пыльцы широколиственных — липы и дуба. Этот спектр свидетельствует о теплом и влажном климате во время формирования пестроцветных глин. М. П. Гричук сопоставила пестроцветные глины с верхами кызылгирской свиты Чуйской котловины Алтая, датируемой ранним эоплейстоценом (Девяткин, 1965).

Эти же глины и суглинки по еще не опубликованным материалам В. А. Астаховой датируются миоплиоценом (палинологические определения М. П. Гричук и Л. Д. Гомулевской).

Обобщая имеющиеся данные по западной части Восточного Саяна, можно сделать предварительное заключение о том, что период накопления тонкозернистых осадков — продуктов переотложения коры выветривания — охватывает миоплиоцен.

В Тункинской впадине в неогене образовалась угленосная свита мощностью до 1500 м, датируемая миоценом (Флоренсов, 1960), представленная глинами и песчаниками, среди которых залегают редкие пласты и линзы мергелей, диатомитов и бурых углей. В строении этой свиты в пределах Тункинской впадины огромную роль играют щелочные базальты, суммарная мощность которых превосходит 500 м. Однообразный гранулометрический состав пород, богатство их органическими остатками и огромная мощность осадков свидетельствуют об относительно равномерном и пульсационном тектоническом опускании Тункинской впадины, а также о слабости эрозионных процессов в окружающих впадину горах. Базальтовые лавы изливались по трещинам растяжения на дно долин или впадин (Флоренсов, 1960 и др.).

По мнению С. В. Обручева (1946), область центрального плоскогорья Восточного Саяна в начале неогена представляла собой обширную равнину, лежавшую на незначительной высоте. Из линзы аргиллита с бурым углем, залегающей в основании базальтовой толщи на юго-западной окраине Центрального плоскогорья (на абсолютных отметках около 2000 м), получен спектр с обилием пылицы листопадных широколиственных лесов равнин: *Tsuga*, большим количеством — *Abies*, а также *Pinus sembra*, пыльца *Taxodium* и *Nyssa*.

В Присаянье неогеновые отложения также представлены глинами, песками и торфяниками и во многом сходны с неогеновыми осадками Прибайкалья (Логачев и др., 1964). На западном склоне Еловского отрога в Тункинской впадине отмечены остатки плиоценовой красноцветной коры выветривания.

Известная стабилизация тектонических движений в начале неогена отразилась в длительном существовании озерных условий в Чулымо-Енисейской впадине (Архипов и Кулькова, 1965), где накапливались красноцветные и сероцветные глины — аналоги павлодарской и более молодых свит. В этот период на менее устойчивых породах формируется низкая поверхность выравнивания, верхний предел возраста которой определяется по врезанным в нее долинам с верхнеэоценовыми галечниками в западной части Восточного Саяна. Можно думать, что упомянутая низкая поверхность выравнивания сформирована путем педипленизации, имевшей своим базисом уровень миоцен-плиоценовых рек. В восточной части Восточного Саяна неогеновый уровень перекрывается покровами базальтов (Обручев, 1946, и др.)

Новое поднятие гор — третий подэтап — Восточного Саяна происходит в эоплейстоцене (по схеме В. И. Громова и др., 1961), о чем свидетельствуют грубые песчано-галечные отложения, сохраненные в древних долинах и депрессиях рельефа западной части Восточного Саяна. Эти отложения с резкой границей перекрывают неогеновые пестрые глины. В железнодорожном карьере, на правом берегу р. Джеби, на высоте 2—3 м над руслом вскрываются оранжево-бурые глины коры выветривания, вязкие, пластичные, мощностью 0,5 м, залегающие на эффузивах и песчаниках палеозоя. Глину с размывом перекрывают сильно ожелезненные галечники, слабо- и среднеокатанные, мощностью 3,3 м; заполнителем является грубозернистый песок, также ожелезненный, с марганцовистым налетом. Галечники содержат значительное (до 50%) количество сильно выветрелой хорошо окатанной гальки и мелких валунов. Сходные сильно ожелезненные галечники, с размывом перекрывающие дресву гранитов, отмечены нами также в долине р. Тумны на высоте 2 м над урезом воды. Их мощность около 1 м и перекрываются

они позднечетвертичной мореной. Возможно, что долинообразные понижения, впервые отмеченные Д. В. Васильевым (1956) и исследованные нами в юго-западных предгорьях Восточного Саяна, являются следами эоплейстоценовой речной сети, которая могла быть заложена еще до фазы миоценового выравнивания. Ложбины имеют широтное и субширотное направления, совпадающие с основным направлением современной речной сети.

Одно из таких понижений прослеживается (на абсолютных отметках 500—600 м) из бассейна р. Чибижека (система Кизира) в районе г. Артемовска, продолжаясь через долины рек Канзыба, Каспы, Табрата к долине Шуши. Понижение покрыто сплошным покровом лёссовидных суглинков. В некоторых местах (на Джеби у ст. Кошурниково, на р. Моргоз) на дне его выходят сильно выветрелые аллювиальные галечники, лежащие на неогеновых глинах. В галечниках содержится пыльца хвойных с примесью широколиственных, что характерно для верхнего эоплейстоцена. Состав галек и их хорошая окатанность не оставляют сомнений в их аллювиальном генезисе.

Другое долинообразное понижение имеется в бассейне верхнего течения Балахтисона и Сисима и используется современной долиной р. Павловки (система Шинды) и долиной р. Степного Сисима (система Сисима). В этой древней долине, у пос. Верхний Сисим, в основании 7—12-метровой террасы вскрываются ожелезненные, сильно выветрелые галечники, аналогичные галечникам на Джеби. Современная долина Сисима совпадает с древней вплоть до пос. Джетка, далее к северо-западу они расходятся. При анализе аэрофотоснимков выявляется также долинообразное понижение вдоль долины Сыды, пересекающее среднее течение ее правых притоков — рек Шмо, Ко, Канзыбу и теряющееся в верховьях р. Малого Колдыбея. По-видимому, эти понижения созданы эрозионной деятельностью не одной, а нескольких рек. Ширина их часто столь велика, что является несонизмеримой с мощностью современных водотоков, использующих их.

В Тункинской впадине в эоплейстоценовый период накапливались молассовая охристая и туфогенно-осадочная толщи мощностью до 500 м, с размытом перекрывающие осадки миоценовой угленосной свиты. Для охристой свиты характерны плотные пески с гравием и галькой и валунно-галечные или щебнистые отложения, являющиеся частично продуктами переотложения коры выветривания. Величина и характер окатанности обломков варьируют в широких пределах. Петрографический состав обломочной толщи характеризуется наличием кварцитов и кристаллических сланцев с примесью мрамора, жильного кварца и базальтов, т. е. разновидностей горных пород ближайших хребтов. Охристую окраску толща имеет благодаря обогащению стяжениями лимонита, цементирующего обломки. Характерным для этой же свиты является уменьшение величины обломков по мере удаления от гор. Охристая песчано-галечниковая и щебнистая толща по условиям залегания и характеру осадков аналогична отложениям Западного Забайкалья. Последние в свою очередь, судя по фауне млекопитающих, синхронны нижнесаньмэньской свите Северного Китая, которая считается возрастным эквивалентом европейского виллафранка (Равский, Голубева, 1964). Аналогичный облик имеют эоплейстоценовые отложения Алтая и Западного Саяна, что свидетельствует об аналогичных с Восточным Саяном условиях развития рельефа в описываемое время.

На Окинском плато и Ия-Удинском междуречье в это время произошло излияние базальтов, в Иркутской и Канской предгорных впадинах накапливались аллювиально-пролювиальные галечники и пески.

В период, который в литературе нередко называется временем формирования красноцветной формации (Великовская, 1955; Логачев, 1964),

в Восточной Сибири происходило резкое орографическое и геоморфологическое обособление Саяно-Байкальского нагорья от Сибирской платформы. Основное участие в накоплении осадков приняли предгорные, речные, пролювиальные и вулканогенно-кластические отложения, указывающие на существование высоких расчлененных гор.

Таким образом, этап новейшего орогенного развития Восточного Саяна оказывается сложным. Начало его относится к олигоцену, о чем свидетельствуют грубый состав отложений (аналогов бельской и кирнаевской свит) в Южно-Минусинской котловине, водораздельных галечников, доbazальтовых конгломератов в бассейнах рек Оки и Китоя. Об интенсивном размыве гор в это время говорит минеральный состав обломочного материала, выносимого в Западно-Сибирскую низменность. В результате деформации мел-палеогеновой поверхности выравнивания и при участии избирательной денудации формировались ярусы рельефа. Одновременно в депрессиях и грабенах захоронялись коры выветривания.

В миоцене и, возможно, раннем плиоцене имела место некоторая стабилизация рельефа в обстановке слабых и равномерных тектонических движений, о чем можно судить по накоплению в предгорьях и межгорных впадинах тонкозернистых осадков значительной мощности, в которых отмечена примесь продуктов размыва коры выветривания. Миоплиоценовое выравнивание рельефа было непродолжительным и неповсеместным. В современном рельефе западной части Восточного Саяна сохранились фрагменты речной сети, возникшей, по-видимому, в это время.

Новое значительное поднятие страны произошло во второй половине плиоцен-раннечетвертичной эпохи, что запечатлелось в разработке древних долинообразных понижений и в накоплении эоплейстоценовых галечников в долинах и молассовой охристой толщи в Тункинской впадине.

Этап формирования морфоскульптуры

Воздымание гор и интенсивное их расчленение продолжалось в среднюю и позднюю эпохи четвертичного периода. Склоны междуречий и долин подвергались моделировке экзогенными процессами, происходило расчленение их вершинами ручьев. Образование террасового комплекса, по-видимому, неоднократно прерывалось наступанием ледников.

Следов наиболее раннего—самаровского—оледенения в рельефе гор, очевидно, не сохранилось. Отложения этого ледникового здесь уничтожены в результате последующего довольно сильного расчленения и сноса при поднятии страны. Похолодание фиксируется лишь в аллювии террас крупных рек. Во время этого оледенения накапливалась верхняя часть аллювия IV террасы Енисея (Финаров, 1963, 1963; Пуминов, 1966). О перигляциальном аллювии, характеризующемся мелкозернистостью, пылеватостью, склонностью к облессованию, преимущественно горизонтальной слоистостью, выполняющем долину р. Енисея, писали также С. А. Архипов (1966) и С. П. Горшков (1966).

В Тункинской впадине во время максимального оледенения происходило накопление толщи озерных песков мощностью до 500 м (Равский, 1964). Пески однородные, тонко- и мелкозернистые, слоистость в них чаще горизонтальная, типа ленточной, обусловленная прослоями темного глинистого песка, но иногда отмечается косая слоистость, подчеркнутая прослоями гравийного песка. Для песков характерна криогенная текстура. Кроме того, они содержат холодолюбивые диатомеи, раковины мелких угнетенных моллюсков. Состав пыльцы беден и пред-

ставлен в основном ксерофитами. По растительным остаткам из торфянистого слоя условия накопления толщи определяются как тундровые и лесотундровые. Учитывая находки фауны хазарского комплекса. Э. И. Равский и другие (1964) датировали эти отложения временем самаровского оледенения и рассматривали их как элементы перигляциальной обстановки.

С началом отступления ледников самаровского оледенения связано оживление эрозивных процессов в горах и образование высокого комплекса террас. Фрагменты этих террас сохранились в крупных долинах Кизира, Казыра и Шинды на относительных высотах от 100 до 200 м. К этому же времени относится, очевидно, и накопление валунно-галечных образований, вскрытых в разрезе IV террасы Кизира. Галечники состоят из слабо- и среднеокатанной гальки местных пород с небольшим содержанием выветрелых галек. Средний размер гальки 5—2,5 см. Длинные оси галек имеют ориентировку, поперечную по отношению к долине Кизира, что характерно для речных осадков при большой силе водотока. Средний размер гальки свидетельствует о том, что уклон днища долины Кизира был близок к среднему уклону современного русла реки, т. е. порядка 2 м/км. Исходя из этих данных, можно думать, что и общая морфология рельефа бассейна р. Кизира в описываемую эпоху была близкой к современной. Толща галечников в разрезе у с. Жербатиха, по данным спорово-пыльцевого анализа (заключение М. П. Гричук), накапливалась в условиях теплого климата, когда преобладала степная растительность и местами росли кедрово-сосновые и березовые леса с дубом. На этом основании галечники IV террасы Кизира сопоставляются со среднечетвертичными песчано-гравийными отложениями разреза у с. Шунеры (Раковец, 1965 г.), которые с размывом перекрывают нижнечетвертичные отложения. По-видимому, эти же галечники сопоставимы также с песчано-галечниковыми осадками нижней части террасы Енисея высотой 40—60 м в Минусинской впадине.

Д. П. Финаров (1963), С. П. Горшков (1966) и А. П. Пуминов (1966) отнесли формирование аллювия этой части террасы к среднечетвертичной эпохе, к веку, предшествующему первому, послесамаровскому оледенению, синхронному предполагаемой тазовской стадии на севере Сибири.

В общем облике рельефа Восточного Саяна влияние оледенения прослеживается вполне убедительно, однако по вопросам о количестве и возрасте оледенений мнения исследователей расходятся.

О следах древнего оледенения в западной части Восточного Саяна упоминается в работе А. Г. Вологодина (1931). А. Г. Вологдин отметил две фазы (стадии) древнего оледенения и более молодую фазу в области гольцового рельефа. Наличие озерно-ледниковых ленточных глин, содержащих полярную флору, он рассматривал как признак межледниковой эпохи. В низовьях Казыра и Кизира выделены две стадии оледенения, причем к следам более раннего из них относятся эрратические валуны, рассеянные на низких и пологих междуречьях (Чехович, Вержховская и др., 1959).

Д. П. Финаров (1963), рассмотрев палинологическую характеристику аллювия террас Енисея в пределах Минусинской котловины и Восточного Саяна, выделил три эпохи похолодания, соответствующие трем оледенениям. Одно из них среднечетвертичное и два верхнечетвертичных, синхронных зырянскому и сартаанскому оледенениям севера Западной Сибири.

О следах древних оледенений восточной части Восточного Саяна значительный материал собран С. В. Обручевым (1946). По его мнению, Восточный Саян пережил две эпохи древнего оледенения, последнее из которых им предположительно датируется вюрмом.

М. Г. Гроссвальд (1965) для восточной части Восточного Саяна и северо-востока Тувы установил три четвертичных оледенения, причем следы средне- и позднеплейстоценового оледенений отмечены им в современном рельефе.

Напротив, по мнению В. Н. Олюнина (1965), все следы ледниковой деятельности, сохраненные в рельефе Восточного Саяна, в том числе и указанные С. В. Обручевым, принадлежат одному оледенению, синхронному зырянскому. В разных районах, которые отличаются по ортографическим и климатическим условиям, существовали разные типы ледников. В одних районах — ледники подножий, в других — долинные и каровые ледники. Следы более древних оледенений можно, по мнению В. Н. Олюнина, обнаружить лишь детальными геологическими исследованиями.

В пределах западной части Восточного Саяна, как нам представляется, также не сохранились формы рельефа, связанные с более ранним, чем последнее, оледенением. Тем не менее в Южно-Минусинской котловине, в западных предгорьях Восточного Саяна и в Тункинской впадине (Финаров, 1963, и др.) выявлены отложения, палинологическая и палеонтологическая характеристики которых свидетельствуют о том, что они накапливались в условиях похолодания климата и отделены от ледниковых отложений последнего оледенения осадками межледниковья. К таким отложениям относятся облессованные суглинки и пылеватые пески, наблюдавшиеся нами в верхней части разреза IV террасы Кизира, в юго-западных предгорьях Восточного Саяна. В основании толщи этих суглинков найден верхний коренной зуб *Cervus ex. gr. elaphus*, датируемый Э. А. Вангенгейм не моложе низов верхнего плейстоцена. Судя по спорово-пыльцевым спектрам, осадки формировались в условиях довольно холодного и влажного климата. По соотношению суглинков с аллювием более низкой (III) террасы, можно полагать, что время их формирования относится к предпоследнему оледенению Восточного Саяна.

К образованиям времени тазовского оледенения в Тункинской впадине относятся озерные тонкопесчаные и алевритистые осадки мощностью до 30 м, несогласно перекрывающие отложения самаровского оледенения. В них найдено много раковин моллюсков, характерных для холодной и сухой экологической обстановки. Спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о растительности типа тундры.

За пределами впадин, на склонах хребтов в этот же период накапливались валунные пролювиальные отложения, содержащие обломки размером от 0,5 до 2,5 м в поперечнике. Грубообломочный валунно-галечный материал с большой примесью песчано-гравийного заполнял Быстринскую впадину и др.

В теплый межледниковый период, имевший место между тазовским и зырянским ледниковьями, формировался аллювий III террасы Кизира. Напомним, что о следах межледникового периода писал еще И. А. Молчанов (1934), выделивший речные пески и лёссы под валунными глинами в долине р. Сухой Лог (система Кана). На правом берегу Кизира выше второго порога межледниковый аллювий в разрезе III террасы высотой 22—30 м представлен валунно-галечниковыми образованиями с грубозернистым, сильно ожелезненным песком и гравием, которые чередуются с песчано-гравийно-галечными отложениями. Песок в последних грубозернистый, темный, с незначительной примесью гальки, гравия и мелких обломков пород. Зерна кварца плохо окатаны; галька и гравий слабой и средней степени окатанности; валуны размером 30—40 см довольно хорошо окатаны. Возможно, что подобное строение аллювия характеризует разную интенсивность эрозионных процессов от умеренной и слабой до сильной. В разрезах этой же

террасы в районе ключей Малого и Большого Белого, в 2 км ниже устья р. Окуневки и в 1 км выше устья р. Таска, четко просматривается косяя, однонаправленная слоистость в песчаных горизонтах. Очень характерно для осадков террасы наличие грубозернистого темного песка и супеси с суглинком в валунно-галечниковых отложениях; слоистость в основном горизонтальная, иногда, особенно в песках, косяя, реже типа ряби. Темные грубозернистые обломочные песчаные слои ритмично чередуются с песками темно-желтыми, тонкозернистыми и мелкозернистыми, а также с гравийниками. Спорово-пыльцевой спектр «теплый» содержит большое количество пыльцы *Pinus* п/р *Naeploxylopon* — 87%; *Pinus silv* — 37%; небольшое — *Picea* — 4%; *Abies* — 6%; *Cedrus* — 1%; *Corylus* — 1%; *Ulmus*; единично — *Tilia* и *Quercus*. В нижней части разреза в спектре увеличивается содержание полыни, злаковых и разнотравья.

Близ оз. Пескариное и у озер Утичьих в долине Кизира площадка III террасы высотой 22—30 м перекрыта моренными отложениями; т. е. описываемые аллювиальные осадки оказываются древнее осадков последнего оледенения, оставившего наиболее заметные следы в этой части Восточного Саяна.

В долине Енисея в пределах Южно-Минусинской котловины и предгорьев Восточного Саяна в позднечетвертичное межледниковье, по данным большинства исследователей (Финаров, 1963; Архипов, 1964; Пуминов, 1966; Горшков, 1966), накапливался аллювий нижней части III террасы высотой 30—60 м («лагерной» М. П. Нагорского). Он представлен полимиктовыми хорошо окатанными и отсортированными галечниками мощностью 10—15 м с линзами илов. Галечники по гранулометрическому составу и характеру окатанности почти не отличаются от современного аллювия Енисея (Горшков, 1966). Богатые спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о растительности лесостепного типа, а Д. П. Финаров (1963) указывал на наличие пыльцы широколиственных пород.

В Тункинской впадине в казанцевское межледниковье накапливались слоистые озерные глины и русловой аллювий 10—15-метровой террасы Иркуты. Глины насыщены органическим материалом и скоплениями древесины. Для спорово-пыльцевых спектров из этих глин (разрез у с. Шимки) характерно преобладание пыльцы древесных (березы, ели, пихты, сибирского кедра, лиственницы, ольхи, ивы) и спор (папоротников, сфагновых мхов и плаунов). Пыльца травянистых растений представлена осоками, злаками, полынью и разнотравьем.

В Прибайкалье в казанцевское межледниковье происходило накопление аллювия III террасы высотой 15—18 м р. Чикоя, а также галечников и песков 18—24-метровой террасы р. Джиды (Антощенко-Оленев, 1966). В бассейне верховьев Ангары к позднечетвертичному межледниковью относится накопление аллювия 30—35-метровой террасы (Воскресенский, 1957). Теплый и влажный климат позднечетвертичного века перед наступлением последнего оледенения благоприятствовал повсеместному развитию эрозионно-аккумулятивных процессов.

Изложенные данные о строении описанных террас показывают, что во время их формирования эрозионные процессы явились ведущими в общем преобразовании рельефа Восточного Саяна. Тем не менее при несомненном преобладании выноса материала мы не можем говорить о значительном эрозионном врезе, поскольку современные тальвеги долин находятся приблизительно на одном уровне с уровнем эрозионного вреза в конце раннечетвертичной эпохи.

В процессе общего поднятия и относительно слабого врезания можно выделить более мелкие пульсации: размыв в самом конце нижнечетвертичного периода, равновесие или накопление аллювия до сама-

ровского оледенения, врез после него, накопление аллювия в поздне-четвертичное межледниковье и новый врез перед позднечетвертичным оледенением.

Это чередование выноса и аккумуляции отражает соотношение тектонических поднятий и поступления материала в долины.

Для Енисея южнее Красноярска С. А. Архиповым (1966) врез перед зырянским оледенением определялся в 50—60 м. В бассейне среднего течения Кизира он, по-видимому, достигал 30 м. В долину последней, судя по характеру осадков, поступало значительное количество продуктов склоновой денудации.

Межледниковье сменилось зырянским оледенением, следы которого отчетливо сохранились в современном рельефе Восточного Саяна. В западной его части это — кары, троговые долины, участки с холмистым рельефом, конечноморенные валы, ложбины стока ледниковых вод и т. п.

Кары, трог, отшлифованные скалы на берегах озер Кизир-Казырского и Кизир-Шиндинского междуречий явились результатом экзарационной деятельности ледников. Конечноморенные валы и другие многочисленные формы аккумулятивного холмистого рельефа наложены на скальную основу на различных высотах. Кары наблюдаются на северо-восточных и восточных склонах хребта Чебулак, на северных склонах безымянного хребта с горой Москва и Манского Белогорья, на северо-восточном склоне горы Кум и в других местах на отметках 1200—1500 м. Морфология каров однотипна. Они характеризуются большими размерами до 1 км в поперечнике при высоте стенок до 500 м; в верхней части стенки скалистые, иногда отвесные на высоту 200—400 м, ниже становятся пологими и закрытыми каменными осыпями, нередко закрывающими и дно. Однотипная морфология каров, приуроченность их к склонам определенной экспозиции свидетельствуют об их одновозрастности. Аналогично карам Юго-Восточного Алтая (Ивановский, 1962, 1965) кары Восточного Саяна расположены по несколько в ряд или лестницей. Днища их приурочены к близким абсолютным отметкам и образуют три яруса (1220—1280, 1350—1380 и 1500 м). Ярусы связаны, по-видимому, с этапами изменения высоты снеговой линии во время оледенения. По данным М. Г. Гроссвальда (1963), снеговая граница в настоящее время проходит на высоте 2000—2300 м (в пределах хребта Крыжина). Исходя из этого, можно определить, что максимальная депрессия снеговой линии во время последнего оледенения в описываемом районе составляла около 1000 м. С. С. Воскресенский (1962) определил депрессию снеговой границы для Восточного Саяна в 700—800 м, т. е. близко к нашим данным. Е. В. Максимов (1966), обобщив сведения по ледниковым формам последнего оледенения в горных системах Европы, Азии, Океании, Северной и Южной Америки, пришел к выводу о повсеместно одинаковом стадийном характере распада древних ледников. Количество стадий сокращения ледников в горах определяется им как равное или близкое к восьми. Стадийный характер распада ледников Е. В. Максимовым объясняется общепланетарными закономерностями динамики климата, в частности, ритмами увлажненности, устанавливаемыми А. В. Шнитниковым (1963). Для восточной части Восточного Саяна им указаны следующие величины депрессии снеговой линии во время последнего оледенения, определенные по высотам каров (в м): 1060—1130, 820—910, 640—720, 470—510, 300—360, 200, 140, 50.

Отмеченные нами для западной части Восточного Саяна три яруса каров, которым соответствуют величины депрессии снеговой границы в 910, 720 и 510 м, отвечают, по-видимому, второй, третьей и четвертой стадиям отступления вюрмского ледника по вычислению Е. В. Максимова.

Однако количество ступеней каровой лестницы в пределах Восточного Саяна не соответствует тому количеству стадий отступления верхнеплейстоценового оледенения, которые можно установить по комплексам форм ледникового рельефа. Так, В. Н. Олюнин (1965) в восточной части Восточного Саяна отметил лишь две стадии регрессии последнего оледенения. Для западной части Восточного Саяна характерен один пояс конечных морен, принадлежащий этому же оледенению. В некоторых горных странах Юга Сибири (на Алтае, в Западном Саяне, Западной и Восточной Туве) также устанавливается не больше одной-двух стадийных подвижек верхнеплейстоценового ледника (Ефимцев, 1961; Ивановский, 1965; Гроссвальд, 1965, и др.). Кроме того, по мнению некоторых гляциологов (Гроссвальд, 1965), ступенчатая система каров может возникнуть в одну ледниковую стадию (что, вероятно, и имело место в западной части Восточного Саяна). Таким образом, вывод Е. В. Максимова о восьми стадиях отступления верхнеплейстоценового оледенения в Восточном Саяне нам не представляется бесспорным.

Кроме каров, в западной части Восточного Саяна наблюдаются долины — трогги различных размеров. Наиболее крупным трогом, достигающим в длину нескольких десятков километров, является долина р. Нички. Немного короче троговая долина р. Табрата. В верхних отрезках притоков крупных рек повсеместно наблюдаются хорошо выраженные трогги, имеющие незначительную протяженность. В долине Кизира следы ледниковой экзарационной деятельности сохранились лишь на отдельных участках.

Следы экзарационной деятельности ледника хорошо выражены на Кизир-Казырском междуречье, в районе южного берега оз. Верхний Тагосук, а также близ оз. Большой Тиберкуль. У западной оконечности озер Семеновского, Можарского, Большой Тиберкуль, Тагосук и Верхний Тагосук расположены конечноморенные валы, озера вытянуты в виде цепочки, соединяясь небольшими протоками. Очевидно, общая впадина этих озер могла получить окончательное выражение как концевой бассейн ледника. Снаружи этот бассейн окаймлен дугой конечных морен, которая образует классический моренный амфитеатр.

Участки холмисто-котловинного ледникового рельефа в западной части Восточного Саяна отчетливо выявляются на аэрофотоснимках, поэтому их легко сравнивать. Они развиты в бассейне Табрата, на правом берегу Казыра, в верховьях р. Тагосука и в районе оз. Пескариное, в бассейне р. Тартояка и озер Диких, на левобережье Шинды. Моренные отложения на водоразделах Кизира и Шинды, Кизира и Казыра по литологическому облику аналогичны моренам восточной части Восточного Саяна и представлены либо сглаженными валунами, либо слабоокатанными валунно-галечниковыми отложениями с большим содержанием щебня и гальки. На перемычке озер Верхний Тагосук и Тагосук вскрытые шурфом ледниковые отложения представлены буровато-коричневым суглинком с редкими окатанными гальками сверху разреза и скоплением гальки и валунов — в нижней части разреза. В обнажении левого берега р. Иловатой Тумны (междуречье Кизира и Шинды) ледниковые отложения представлены валунно-галечниковым несортированным материалом с большим содержанием щебня и гальки; заполнителем является разнозернистый, преимущественно грубозернистый темноцветный песок.

В долине р. Иловатой Тумны (система Кизира), морена, слагающая верхи разреза 35—40-метровой террасы, представлена плотным, глинистым, разнозернистым песком с большим количеством валунов (размером до 0,6 м), гальки и дресвы. Валунны и галька слабо окатаны, а весь материал не сортирован.

Моренные огложения с валунами интрузивных пород прослежены сплошным плащом от долины Тумны (система Кизир) до долины Тартояка (система Шинды). Междуречье Тумны и Тартояка занято холмисто-озерным рельефом. Озера отличаются фестончатыми очертаниями берегов. Ручьи, соединяющие озера, всюду вскрывают морену, видимая мощность которой достигает 22 м.

Моренные осадки, непрерывно прослеживаемые на Кизир-Шиндинском междуречье, спускаясь в долину Кизира, перекрывают площадку III террасы. На Кизир-Казырском междуречье моренные отложения также представлены валунно-галечниковым несортированным материалом, который развит как на склонах, так и на вершинах невысоких сопок. Мощность моренных отложений в отдельных западинах рельефа, судя по результатам бурения, достигает 53 м. На междуречье нижних стрезков Кизира и Казыра моренные осадки сменяются водно-ледниковыми песками, гравием и галечниками с небольшим количеством валунов. Они примыкают к речным террасам и трудно отличимы от аллювия этих террас.

Ледниковые формы рельефа, наблюдаемые на высотах более 1200—1300 м над уровнем моря, сглажены, их очертания более мягкие по сравнению с аналогичными формами, развитыми на меньших абсолютных отметках, что можно объяснить интенсивным воздействием на них гольцовой денудации.

На левобережье Иркута, на правобережье Китоя, на левом берегу Тиссы С. В. Обручевым (1959) описаны ярусные долины, расположенные в различных по морфологии участках ледниковых трогов и имеющие форму разрушенных ущелий. На основании анализа их строения и расположения в горных странах, подвергавшихся оледенениям, С. В. Обручев пришел к заключению, что образование этих долин связано с таянием ледника: поток ледниковых вод вначале размывал камовые и моренные террасы по обоим бортам ледника, заполнявшего главную долину, а затем коренные борта.

Понижения, напоминающие ярусные долины, отмечаются и в западной части Восточного Саяна, по левому и правому берегам р. Табрата (система р. Казыра), на северо-западном склоне г. Белок (Шиндинско-Кизирское междуречье) и на юго-восточном склоне г. Чебулак (Шеломов, 1963, и др.). Эти понижения вытянуты параллельно долинам-трогам, имеют значительную ширину и скальные склоны.

Как устанавливается по распространению ледниковых форм рельефа, центрами оледенения были хребет Крыжина (пики Грандиозный и Эдельштейна) и отдельные вершины Кизир-Шиндинского междуречья, откуда ледники спускались языками. Один ледниковый язык спускался вначале по долине Кизира, затем через короткий и низкий перевал у устья р. Зайки переходил в долины рек Тагосука и Можарки. Другие языки заполняли долины Тагосука и Черной, Казыра, Табрата; по долине Нички ледник спускался ниже устья р. Тумны на 10 км. Льды закрывали также пологие понижения на междуречьях, занятые ныне притоками крупных рек района. Таким образом, формировались перевальные ледники, переходящие из одной долины в другую. В плане такое оледенение приобретало по своей морфологии характер сетчатодолинного, или шпизбергенского (Обручев, 1959; Калесник, 1963).

По южному склону Тункинского хребта моренные отложения, частично перетлагаясь, участвуют в строении предгорного шлейфа и локализируются против устьевых участков троговых долин. Морена зырянского оледенения отмечена, например, близ с. Мойготы, в виде щебнистого и глыбового, слабо окатанного материала. Она занимает большие площади в Хойтогольской и Мондинской котловинах (Равский и др., 1964).

К перигляциальным образованиям оледенения, синхронного зырянскому в Западно-Сибирской низменности, относятся лёссовидные суглинки и пески, занимающие большую площадь в бассейне р. Тубы, где они слагают пологие междуречные пространства и их склоны. Для них характерны столбчатая отдельность выветривания, пористость и карбонатность. В низовьях Кизира эти лёссовидные пески и суглинки образуют вертикальные стенки террас с характерным расчленением. В низовьях Казыра лёссовидные осадки перекрывают коренные, скальные породы. Мощность лёссовидных пород достигает в понижениях рельефа 100 м. Описанию этих отложений посвящено много работ (Обручев, 1911; Соколов, 1914; Батов, 1931; Эдельштейн, 1936; Москвитин, 1940; Воскресенский, 1962, и др.). В приледниковой области северо-восточных предгорий Восточного Саяна с позднечетвертичным оледенением также связывается накопление лёссовидных пород.

Наблюдаемые в рельефе западной части Восточного Саяна следы ледниковой деятельности по возрасту, вероятнее всего, синхронизируются с зырянским оледенением Западно-Сибирской низменности. Основанием может служить следующее. Моренными отложениями описываемого оледенения, как уже говорилось, перекрыта площадка III террасы в долине Кизира, аллювий которой формировался в более теплых климатических условиях, т. е. в межледниковое время. Аккумулятивные формы везде имеют одинаково хорошую сохранность и непрерывно прослеживаются от вершин гольцов до дна долин. Существенным доказательством их относительной молодости является, как справедливо полагает В. Н. Олюнин, также отсутствие примеров молодых эрозионных врезов в древние ледниковые формы с вложенными в них более молодыми следами ледниковой деятельности.

Имеющийся фактический материал по рельефу и стратиграфии кайнозойских отложений еще не вполне достаточен для того, чтобы категорически высказаться о количестве и возрасте оледенений. Можно с достаточной долей уверенности говорить о двух оледенениях, из которых первое отразилось в «холодном» пыльцевом спектре осадков верхней части IV террасы р. Кизира. Как следует из общего строения рельефа, оно, очевидно, синхронно тазовской стадии максимального оледенения на Севере Сибири. Следы еще более древнего, самаровского, оледенения сохранились лишь в холодном спектре террас Енисея.

Окончательно нерешенным нам представляется вопрос о границе максимального продвижения ледников. По данным геологов Всесоюзного аэрогеологического треста (Чехович и др., 1959), граница оледенения в западной части Восточного Саяна проводится по линии сел Усть-Можарка-Таяты на основании наличия эратических валунов. Однако, возможно, что валуны, встречающиеся в пределах Кизир-Казырского междуречья (например, у с. Малая Черемшанка, Кордово и др.), могут быть связаны с делювиальной обработкой глыб местных пород, а также с высвобождением галек и валунов из девонских конгломератов, распространенных на описываемом междуречье. Поэтому нам представляется более обоснованным проводить границу последнего оледенения по конечноморенным образованиям, которые имеются на западных берегах озер Тиберкуль, Можарское и др. В конце и после отступления позднечетвертичного оледенения накапливаются флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения на междуречьях, а также аллювий низких террас в долинах рек. В связи с таянием ледника на Кизир-Казырском междуречье к западу от озер Можарское, Тиберкуль и других начала формироваться аккумулятивная равнина. В приледниковых водоемах происходило отложение озерно-ледниковых глинистых осадков с правильной ритмичной слоистостью типа ленточной. Эти отложения в виде плитчатых синих или голубовато-серых

пластичных жирных глин заполняют котловины былых озер. Они, например, вскрыты верховьями р. Нырды, где содержат бедный спектр пыльцы кустарниковых, отмечены в долине р. Иловатая Тумна, на р. Канакский Таят, в долине р. Тартояк. Нередко озерно-ледниковые глины перекрываются моренными валунно-галечниковыми отложениями. На р. Кизир в озерно-ледниковых глинах А. Г. Вологдиным (1931) отмечены полярная флора и пресноводные мелкие гастроподы.

От времени таяния льда остались следы в виде камовых террас в рельефе Мондинской впадины (Равский и др., 1964), а также в виде ледниковых озер и других форм рельефа в бассейне верховьев р. Оки (Олюнин, 1965).

К поздне- и послеледниковому времени относится накопление аллювия и формирование второй и первой террас. В пределах западной части Восточного Саяна высота второй террасы Кизира и Казыра колеблется от 11 до 20 м. Первая терраса этих рек врезана на глубину от 4 до 10 м. Суммарная величина поздне-послеледникового вреза в западной части Восточного Саяна составляет не менее 20 м. С концом позднечетвертичной эпохи связано образование дюнного рельефа на поверхности II террасы Енисея в пределах Минусинских впадин.

Этап современного преобразования рельефа

Развитие современного рельефа Восточного Саяна определяется с одной стороны, характером и направленностью новейших движений, а с другой — ландшафтным положением и соответственно преобладающими экзогенными процессами.

Голоценовые тектонические движения описываемой территории сохраняли положительный знак в пределах горной и предгорной областей. В поднятие была вовлечена также окраинная часть Минусинской котловины, о чем свидетельствует преобладание эрозионных процессов над аккумулятивными в современных долинах. Характер и интенсивность проявления экзогенных процессов несколько меняются в разных ландшафтных зонах. В Восточном Саяне выделяются три вертикальные ландшафтные зоны: горно-гольцовая, горно-таежная и лесостепная.

Горно-гольцовая зона располагается в виде островов, возвышающихся над верхней границей леса. Последняя в западной части Восточного Саяна лежит на абсолютных отметках от 900 до 1300 м. В горно-гольцовой зоне лежат вершины горных массивов Кизир-Шиндинского междуречья и некоторых других гор. В этой зоне интенсивно происходит физическое выветривание, ведущее к накоплению элювия. Значительная крутизна склонов способствует быстрому его удалению к подножью. Щебенчатый и глыбовой элювий вершин, сменяющийся делювием на склонах, имеет мощность порядка нескольких метров. На крутых склонах преобладают гравитационные потоки (курумы). Широкое развитие последних свидетельствует об интенсивной денудации в этой зоне. Процессы осыпания и обваливания при выполаживании склонов сменяются процессами преимущественно осыпания и оползания. Кроме крутизны склонов, движению осыпей способствуют обилие атмосферных осадков и наличие щебенисто-суглинистого материала в составе делювия. При дальнейшем выполаживании склонов осыпи зарастают и движение их резко убывает или вовсе прекращается. В некоторых местах на склонах гольцов (Синий и др.) нами наблюдались небольшие ступенеобразные площадки, близкие к нагорным, или гольцовым террасам. Поверхность их, наклоненная под углом до 10°, закрыта тем же глыбо-щебенчатым материалом, который покрывает

и остальную часть склона. Нам представляется возможным объяснить образование этих площадок многократным изменением объема щебня и глыб при температурных колебаниях, в результате чего каменная осыпь оседает, уплотняется и образуя площадку. У подножья склонов, покрытых гольцовым делювием, образуется еще один вид ступеней, связанных, очевидно, с замедлением скорости движения осыпи на более пологих участках.

Денудационные процессы, развитые в горно-таежной зоне, существенно отличаются от описанных выше. Наиболее распространенным процессом здесь является дефлюкция. Делювий пологих склонов продвигается вниз медленней, чем в гольцовой зоне, подвергаясь длительному воздействию процессов химического и физического выветривания, что благоприятствует почвообразованию.

Лесостепная зона характеризуется более значительным развитием аккумуляции. Равнинный рельеф, значительная мощность лёссовидных отложений, отсутствие древесной, а часто и травянистой растительности, небольшое количество осадков (менее 400 мм в год), сухость почвы являются благоприятными условиями для развития здесь глинистого карста. Последний способствует интенсивному развитию овражной эрозии. Местами овражно-балочное расчленение достигает большой глубины и густоты.

Выводы

Рельеф Восточного Саяна формировался в несколько этапов. Существенной особенностью первого — геосинклинального этапа развития является его различная продолжительность для отдельных частей Восточного Саяна. Начало континентальной жизни страны не было единым во времени. В период, когда центральная часть представляла собой область размыва и сноса, на юго-западе страны еще продолжалось накопление осадков. Только в конце ордовика — начале силура Восточный Саян в целом оформился как горная, расчлененная область.

Второй этап — орогенный — продолжался до первой половины позднего мела включительно. На этом этапе контрастный рельеф горной страны, обусловленный активными тектоническими поднятиями, неоднократно сменялся выположенным в условиях некоторой стабилизации движений. Мягкие очертания и небольшие относительные высоты характерны, вероятно, для карбонового периода, триаса и предположительно для нижнего мела (апта).

С конца мелового периода и до начала олигоцена вся страна подвергалась процессам выравнивания. Образовавшаяся поверхность в эволюции рельефа являлась последней регионально развитой поверхностью выравнивания типа пенеплена, реликты которой образуют сейчас верхние ярусы рельефа Восточного Саяна.

Следующим крупным этапом развития рельефа явилось тектоническое поднятие мел-палеогеновой поверхности выравнивания и ее расчленение. В неогене (миоцене и начале плиоцена) амплитуда поднятия и расчленение рельефа уменьшились, произошло частичное его выполаживание. На менее стойких породах сформировалась низкая поверхность выравнивания, вероятно, типа педиплена.

Новое значительное и устойчивое поднятие страны началось в верхнем эоплейстоцене и с колебаниями продолжалось в течение всего четвертичного периода.

В результате последующего развития рельефа в современном облике Восточного Саяна остались следы вулканизма, оледенений и образо-

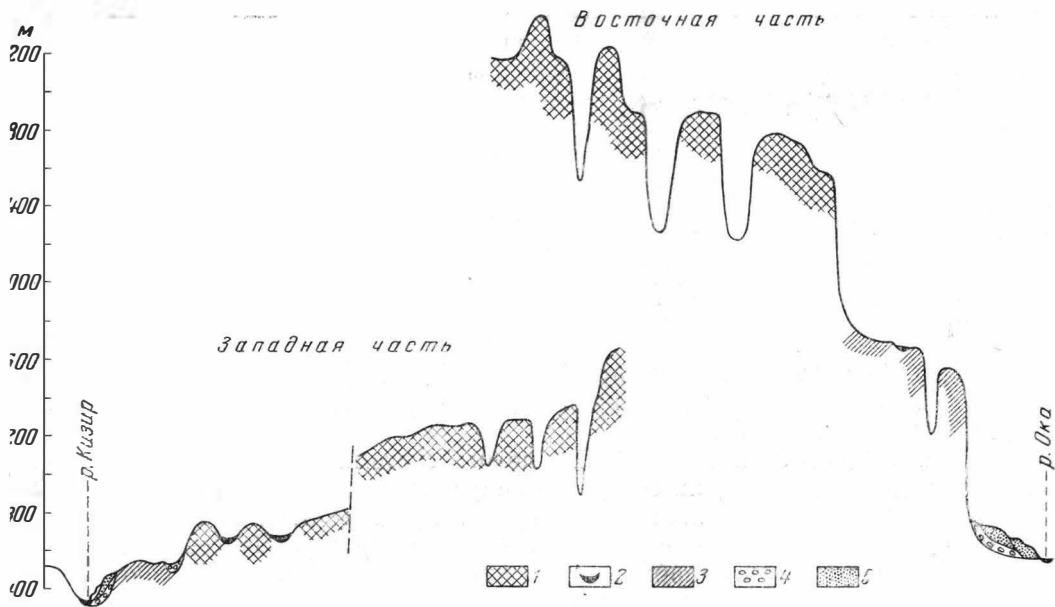


Рис. 27. Схема строения рельефа Восточного Саяна

1 — мел-палеогеновая поверхность выравнивания; 2 — кора выветривания; 3 — мио (?) - плиоценовая поверхность выравнивания; 4 — нижнечетвертичные грубообломочные отложения; 5 — средне- и верхне-четвертичные отложения

вались речные террасы. Голоценовый этап развития рельефа характеризуется продолжением поднятия и расчленением гор, а также новой вспышкой вулканических извержений. В речных долинах сформировалась пойма.

На протяжении всей истории развитие рельефа определялось эндогенными факторами. Это отразилось в общих закономерностях распределения структурных форм рельефа. Процесс поднятия начиная с олигоцена обусловил формирование первичной сводовой морфоструктуры. В дальнейшем свод был дифференцирован, осложнен подвижками блоков. Последние живут и в настоящее время, о чем можно судить по деформации продольных профилей рек в местах, где они пересекают поднятия, по прерывистости распространения террас и различному количеству их на разных участках, по прямолинейности геоморфологических границ и т. п. Поднятия имеют в основном унаследованный характер, что следует из сопоставления рельефа с тектоническими структурами (Миляева, 1966), а также из наблюдаемых фактов обновления тектонических движений по зонам древних тектонических нарушений. О суммарной амплитуде поднятия за неоген-четвертичное время можно судить по деформации поверхности выравнивания, разность абсолютных отметок которой достигает 1000 м в западной части страны и более 1500 м — в восточной.

При дальнейшем изучении истории развития рельефа Восточного Саяна необходимо обратить внимание на ряд вопросов, не получивших в настоящее время однозначного решения, в частности на уточнение возраста верхней поверхности выравнивания, возраста древнего оледенения и на вопросы, связанные с историей гидросети. При изучении кайнозойских отложений западной части Восточного Саяна особое внимание должно быть обращено на корреляцию их с отложениями Тункинских впадин.

ЗАПАДНЫЙ САЯН

Под Западным Саяном принято понимать горную страну, протянувшуюся с запада-юго-запада на восток-северо-восток от Алтая до Восточного Саяна.

На юге от Западного Саяна лежит система впадин Центрально-Тувинской депрессии, на севере — Минусинские впадины. Южные отроги гор, постепенно понижаясь, вдаются в пределы этих впадин, поэтому четко границу Западного Саяна провести трудно. На севере граница Западного Саяна наиболее отчетлива там, где горы нависают над равниной Южно-Минусинской впадины.

Западный Саян образован системой горных хребтов, простираение которых не полностью совпадает с общим простираением горной страны. Наибольших высот Западный Саян достигает на западе, в бассейне Хемчика, на стыке с Алтаем, где высота отдельных вершин достигает 3487 м. Восточнее расположено высоко поднятое Алашское плато с максимальными абсолютными отметками 3129 м. На восток высоты хребтов Западного Саяна уменьшаются (Центрально-Саянский хребет имеет высоту 2860 м, максимальные высоты остальных хребтов изменяются в пределах 2000—2500 м).

В геологическом отношении Западный Саян представляет собой древнепалеозойское складчатое сооружение, сложенное мощным комплексом палеозойских и докембрийских отложений. По своей современной структуре он является крупным сводо-блоковым поднятием, испытывающим дифференцированные движения в различных блоках.

Настоящий очерк составлен по материалам как почерпнутым из литературных и фондовых источников, так и полученным в результате полевых исследований автора.

К ИСТОРИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Наиболее интересной работой дореволюционного периода по Западному Саяну является работа Хаузена (1917), который дал подробное описание гольцовых хребтов Западного Саяна, описал древние пенеплены, долины рек Енисея, Абакана и их притоков.

Большие работы по изучению Западного Саяна были проведены исследователями Сибирского отделения геологического комитета. В этих работах принимали участие И. К. Баженов (1925—1927), Н. А. Батов (1931), И. А. Модчанов (1932), Я. С. Эдельштейн. Итог исследований был подведен в работах И. К. Баженова (1934), М. А. Усова (1936), которые дали краткий орфографический очерк Западного Саяна, а также отметили наличие пенеплена на вершинах гор и гольцов приенисейской части Западного Саяна.

Наиболее полно наличие пенепленов в восточной части Западного Саяна было прослежено Я. С. Эдельштейном, который предположил,

что Западный Саян в прошлом представлял собой почти пенеппенизированную страну. И. К. Баженовым (1934), В. А. Обручевым (1936), К. В. Радугиным (1937) изучались тектонические границы Западного Саяна, которые наметились еще в процессе каледонской складчатости. Особое внимание уделялось альпийскому тектогенезу второй половины третичного периода, когда пенеппен Западного Саяна был поднят на большую высоту. И. К. Баженов впервые отметил, что Западный Саян представляет сравнительно просто построенный крупный синклиналий.

Более детальные работы, проводившиеся с 1933 по 1950 г. под руководством А. Г. Сивова, доказали присутствие в Западном Саяне докембрийских толщ. История Западного Саяна представлялась А. Г. Сивовым как развитие сложно построенного антиклинария.

Одновременно в пределах Западного Саяна работали Ю. А. Кузнецов (1934), А. С. Митропольский, (1937), И. В. Дербинов (1938). Для выяснения зон сочленения Западного Саяна со смежными областями в Алтае-Саянской горной системе большое значение имели исследования В. А. Кузнецова (1948, 1952, 1954), по представлениям которого Западный Саян является складчатым каледонским сооружением, окаймленным по краям областями проявления салаирской складчатости. Им была показана существенная роль глубинных разломов в формировании структур Западного Саяна. С 1953 по 1960 г. в Западном Саяне проводились детальные геологосъемочные и тематические исследования по геологии этого региона, результаты которых отражены в монографических работах по Западному Саяну и тектонике Сибири (Казак, 1961; Зоненшайн, 1963; Красильников, 1966; Боголепов, 1967). Хотя эти работы рассматривают вопросы геологического строения, однако они содержат много материала для восстановления истории развития рельефа Западного Саяна.

Сведения по четвертичной геологии и геоморфологии Западного Саяна содержатся в отдельных статьях А. Н. Чуракова (1927, 1935, 1941), Л. Д. Шорыгиной (1960), Н. А. Ефимцева (1961), М. Г. Гросвальда (1956, 1960, 1965), Е. В. Девяткина (1962, 1963, 1964, 1965).

Ю. П. Селиверстов (1966), изучая неоген-четвертичные образования и некоторые вопросы палеогеографии гор и впадин юга Сибири—Алтая, Саян, Тувы, отмечал, что многоэтапное развитие этих территорий в течение кайнозойской эры запечатлено в многослойном напластовании разнообразных толщ во впадинах. Использование комплекса методов в изучении неоген-четвертичных осадков горных областей юга Сибири позволило Ю. П. Селиверстову создать обобщенную стратиграфическую схему неоген-четвертичных отложений Алтая, Западного Саяна, Тувы. Однако до настоящего времени остается неясной граница между неогеновыми и четвертичными отложениями. Так, верхнюю часть разреза неогеновых отложений, обычно известную под названием верхних красноцветов (или бурозцветов), ряд исследователей относит к антропогену (Шорыгина, 1957, 1960, 1961; Шукина, 1960; Ефимцев, 1961; Лунгерсгаузен, Раковец, 1961; Девяткин, 1963), снижая тем самым границу между неогеновыми и четвертичными отложениями. Ю. П. Селиверстов (1966) отмечает, что в настоящее время нет оснований для понижения границы, так как любой из вариантов ее проведения четко улавливается в геологических разрезах. Н. А. Ефимцев (1961) рассматривал характер и количество оледенений Горного Алтая и Западного Саяна, что, как известно, до сих пор не является однозначно решенным, поскольку разными исследователями выделяется от одного до четырех оледенений. Большинство придерживается мнения, что здесь было два оледенения (В. А. Обручев, 1914; Нехорошев, 1932, 1958; С. В. Обручев, 1953; Лунгерсгаузен, Раковец, 1957; Чумаков, 1957; Белостоцкий, 1958). Три оледенения выделяют Г. И. Гране (1916), З. А. Лебедева (1938), К. В. Радуги-

гин (1941), А. И. Москвитин (1946), Л. А. Рагозин (1945), Е. М. Великовская (1954), Е. Н. Щукина (1960), Ю. П. Селиверстов (1959, 1961). Сторонниками одного оледенения являются И. С. Гудилин, А. Л. Дюдин, И. Г. Нордега (1952). Среди сторонников двух и более оледенений широкое распространение получил взгляд В. П. Нехорошева (1932), который считал, что древнее оледенение из-за слабого расчленения рельефа имело покровный характер. Более молодое — последнее оледенение считалось долинным, развивавшимся после перестройки рельефа и врезания гидросети в межледниковую эпоху.

Подавляющее большинство исследователей гор юга Сибири, в том числе Западного Саяна, считает, что хорошо сохранившиеся аккумулятивные и экзарационные формы оледенения на Алтае и в Западном Саяне принадлежат последнему позднечетвертичному оледенению. З. А. Лебедева (1938), Л. Д. Шорыгина (1957, 1960) считали, что максимальным было предпоследнее оледенение, которое развивалось в условиях уже хорошо разработанной гидросети, близкой к современной. Конечные морены этого оледенения располагались значительно ниже конечных морен последнего оледенения. В результате деятельности талых вод последнего оледенения отложения максимального оледенения были размывы, о чем свидетельствует наличие крупных валунов в террасах низкого комплекса.

Н. А. Ефимцев (1961), исследуя северо-восточный Алтай, Западный Саян и Западную Туву, приходит к выводу, что выделение двух оледенений носит в известной мере условный характер и что эти оледенения могут рассматриваться как стадии одного оледенения.

Первые сведения о новейшей тектонике Западного Саяна известны из работ Х. Хаузена (1925), И. К. Баженова (1934), которые считали Западный Саян разбитым на системы неравномерно поднятых глыб, понижающихся к северу и югу от центральной части Западного Саяна.

На интенсивные новейшие поднятия Западного Саяна указывали И. Н. Казаков (1961), А. С. Митропольский и А. М. Анищенко (1964), которыми отмечались энергичное врезание рек, размывание коренных пордс, антецедентность долины р. Енисея и его главных притоков — рек Кантегир, Оя и др.

В последнее время появился ряд интересных работ В. Н. Крестникова, Г. И. Рейснера (1965, 1966), посвященных этапам активизации новейших тектонических движений Западного Саяна, Тувы.

Ряд исследователей (Митропольский, Анищенко, 1964; Зудин, Москвин, 1965; Зятькова, 1967) в своих работах подошли к количественной оценке тектонических движений в отдельных районах Западного Саяна.

Таким образом, материалы, собранные в результате среднемасштабных геологических съемок, проведенных ВАГТом и ВСЕГЕИ, опубликованные работы по четвертичной геологии и геоморфологии территорий, включающих Западный Саян, а также личные наблюдения, позволили автору в какой-то степени восстановить историю развития рельефа Западного Саяна.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ЗАПАДНОГО САЯНА И ЕГО МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Горный массив Западного Саяна протягивается широкой полосой в северо-восточном направлении от истоков Абакана на западе, до верховьев р. Казыра на востоке, имея в длину более 600 км и в ширину до 240 км.

Западный Саян представляет собой сильно расчлененную горную страну с преобладанием средневысотных гор и отдельными более высо-

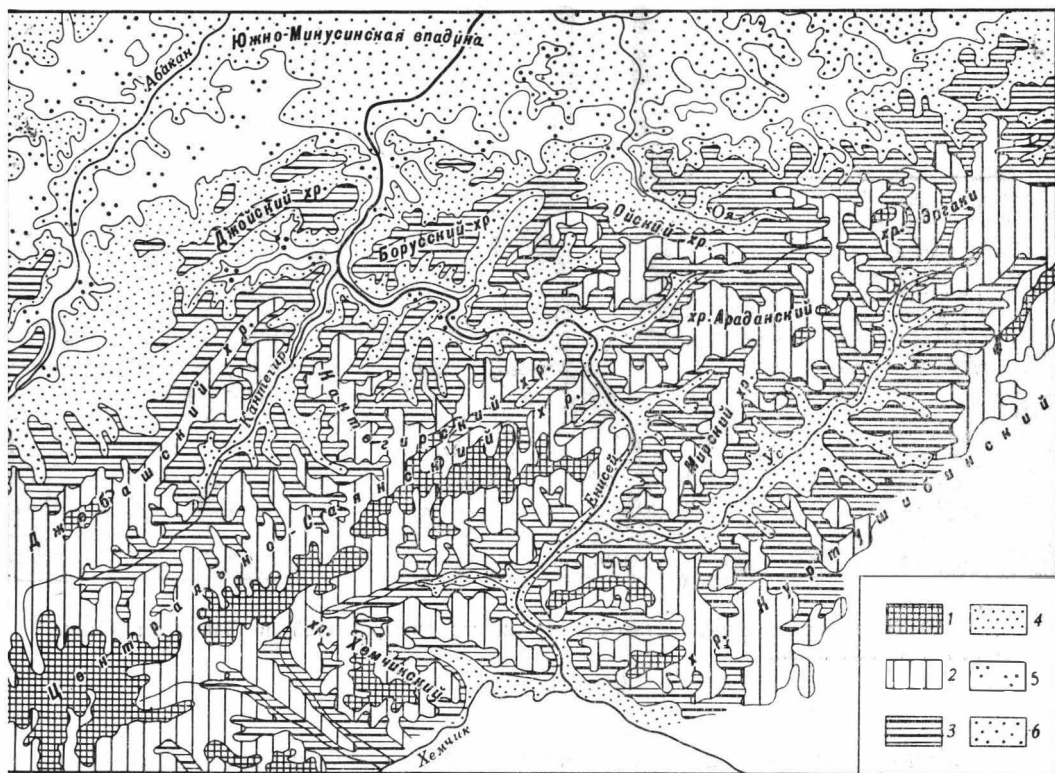


Рис. 28. Схема современного рельефа Западного Саяна. Районы распространения вершинных поверхностей

1—от 2500 до 3000 м; 2—от 1400 до 2500; 3—от 1000 до 1400; 4—от 600 до 1000; 5—от 400 до 600; 6—от 200 до 400

кими хребтами. Для высоких хребтов (выше 2000 м) характерны альпийские формы: острые пики, гребни, крутые склоны, обилие каров и цирков с многочисленными озерами. Превышение хребтов над долинами достигает 900—1300 м, а скалистые вершины возвышаются на 500—800 м над перевалами. Несмотря на значительное расчленение, на вершинах сохранились остатки древней выровненной поверхности (рис. 28). В этих случаях верхние участки склонов гор сравнительно пологие, нижние — крутые, нередко обрывистые. В горах глубоко врезаны V-образные или троговые долины. Долины рек имеют крутой уклон, часто встречаются водопады.

В северной и восточной частях Западного Саяна для среднегорного рельефа характерны мягкие очертания (рис. 29). Узкие V-образные долины расчленяют горные массивы на группы отдельных вершин. Средние высоты гор не превышают 1300—1500 м, относительные превышения 300—500 м. Четко выраженные в рельефе хребты ориентированы в меридиональном, широтном и северо-восточном направлениях. На западе возвышается Абаканский хребет северо-восточного направления, в южной части его вершины достигают более 1700 м, в северной — до 1300—1400 м. К востоку от этого хребта расположены отдельные короткие хребты северо-восточного и широтного направлений — Хансын и Кирса с высотами 1800—2200 м. На водоразделе рек Оны и Кантегира расположен крупный горный узел с радиальными хребтами, расходящимися в разные направления.

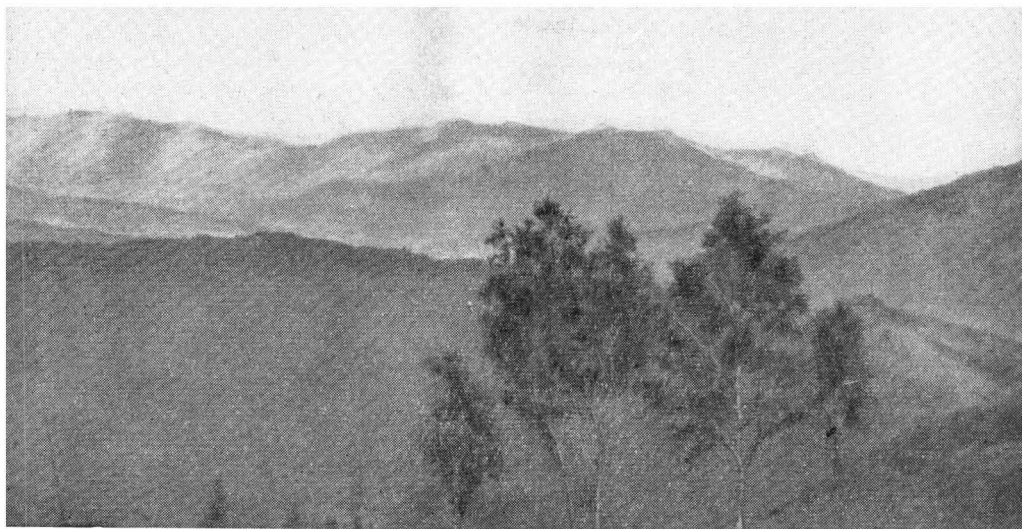


Рис. 29. Характер рельефа остаточо-вершинных поверхностей в Западном Саяне. Фото Л. К. Зяtkовой

Между Абаканом и Енисеем простирается система параллельно ориентированных в северо-восточном направлении хребтов: Саянского, Джебашского, Джойского и других высотой от 1200 до 2500 м. На правобережье Енисея главный водораздельный хребет Куртушибинский, который переходит в хребет Ергак-Торган-Тайга с высотами 2000—2600 м.

К северу отметки рельефа несколько снижаются, и уже в пределах Ойского хребта они достигают 1800—2000 м. В юго-западной части Западного Саяна, южнее водораздельной полосы, располагается Алашское плато с самой высокой вершиной Западного Саяна горой Бай-Тайга (3129 м).

В отличие от Алтая и Тувы в Западном Саяне нет больших межгорных котловин. Самая крупная Усинская впадина, лежащая в центральной части гор на абсолютных отметках 500—600 м, имеет длину 50—70 км, ширину 10—15 км. Окружена она сильно расчлененными средневысотными отрогами Куртушибинского и Мирского хребтов.

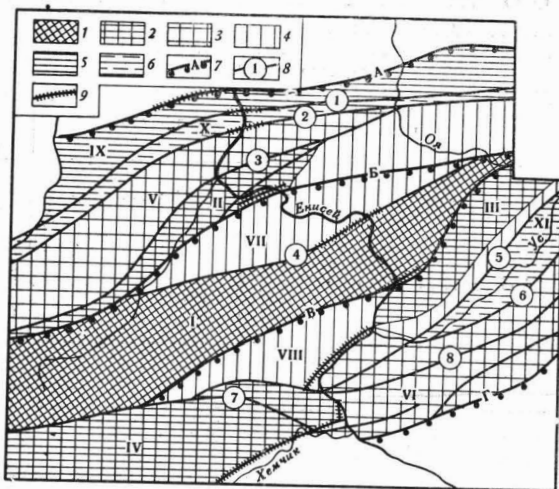
Речная сеть состоит из участка Енисея и его притоков — Абакана, Ои, Джебаша, Джоя, Кантегира, Сизой, Березовой, Уса и др.

По тектоническому строению Западный Саян представляет древнепалеозойское складчатое сооружение, являясь в современной геологической структуре крупным поднятием по отношению к смежным с ним Минусинской и Тувинской впадинам (Зоненшайн, 1963). Внутренняя часть Западного Саяна, ограниченная с севера Кандатским, а с юга Саяно-Тувинским разломами, принадлежит к каледонской складчатой области, в которой выделяются два краевых антиклинория: Джебашский на севере и Куртушибинский на юге. Между ними расположен Западно-Саянский синклиний. Антиклинории сложены докембрийскими и кембрийскими образованиями, синклинии — верхнекембрийскими, ордовикскими и силурийскими отложениями.

Восстановление истории формирования рельефа основывается на изучении террасовых комплексов и строения денудационного рельефа, так как отложения мезо-кайнозойского времени почти отсутствуют.

Рис. 30. Схема новейшей тектоники Западного Саяна. Составила Л. К. Зяткова

1—3—блоки, испытавшие восходящие тектонические движения на протяжении всего новейшего этапа активизации: 1—весьма интенсивные (I—Центрально-Саянский), 2—интенсивные (II—Кантегиро-Борусский, III—Араданский, IV—Алашско-Хемчикский); 3—слабые (V—Джойский, VI—Куртушибинский); 4—блоки, испытавшие замедленные восходящие движения, часто сменяющиеся относительно спокойными или нисходящими движениями (VII—Березовский, VIII—Урский); 5—блоки, находящиеся большей частью в состоянии устойчивого покоя (IX—Означенский); 6—блоки, испытавшие относительно опускание (X—Маинский, XI—Усинский); 7—зоны глубинных разломов (А—Саяно-Минусинская, Б—Джебашская, В—Саянская, Г—Саяно-Тувинская); 8—региональные разломы (1—Уйско-Мазинский, 2—Кандатский, 3—Кантегиро-Борусский, 4—Бельшепорожский (Березовский), 5—Северо-Усинский, 6—Южно-Усинский, 7—Хемчикский, 8—Куртушибинский; 9—наиболее активные участки разломов, четко выраженные в рельефе



При изучении новейшего структурного плана мы пытались выделить блоки с различным характером новейших тектонических движений, основываясь на таких геоморфологических признаках, как высотное положение дотретичной поверхности выравнивания и древних эрозионных уровней (палеогенового, неогенового, нижнечетвертичного, средне-верхнечетвертичного); ширина речных долин различных эпох, особенно боковых притоков, которые реагируют более чутко на изменение тектонических условий; характер продольных профилей рек.

Можно считать установленным, что на фоне общей сводовой структуры Западного Саяна возник ряд блоков с различным темпом восходящих движений. Блоки имеют в основном северо-восточное простирание, соответствующее общему направлению крупных палеозойских структур Западного Саяна. В пределах исследуемого региона выделяется восемь крупных блоков с различной амплитудой новейших поднятий: Означенский, Маинский, Джойский, Кантегиро-Борусский, Алашско-Хемчикский, Березовский, Центрально-Саянский, Усинский и Куртушибинский, ограниченные крупными глубинными разломами. Эти блоки не являются монолитными, отдельные их части, ограниченные разломами более низкого порядка, испытывают движения резкой интенсивности. В пределах палеозойского Арбатского синклиория мы выделяем Означенский и Маинский блоки как положительные морфоструктуры (рис. 30; таблица).

Означенский блок расположен в северном предгорье Западного Саяна, между Саяно-Минусинским разломом на севере и Уйско-Сизинским разломом на юге. Это пологосклонный, эрозионно-денудационный рельеф Западно-Саянского предгорья с отметками до 700—800 м. Долины рек как боковых притоков, так и самого Енисея на этом участке хорошо выработаны, их продольные профили имеют плавный характер и близки к профилю равновесия. Ширина долины Енисея достигает 2,0—2,8 км, в ней развит комплекс террас. Прямолинейные участки рек в основном соответствуют направлению разломов. В пределах Означенского блока на абсолютных высотах 500—700 м встречаются коры выветривания, свидетельствующие о более устойчивых, спокойных тектонических условиях.

ОРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НОВЕЙШИХ СТРУКТУР
ЗАПАДНОГО САЯНА

Структурный план		Выраженность морфоструктур в современном рельефе	Абсолютные высоты рельефа, м
древний	новейший (блоки)		
Арбатский синклиниорий	Означенский	Низкогорный, пологосклонный рельеф предгорья, с корой эрозирования. Выработанные долины с аккумулятивными террасами	700—800
	Маинский	Низкогорный, среднегорный выположенный рельеф с останцами древней поверхности, выработанные долины с аккумулятивными террасами	900—1000
Джебашский антиклинорий	Джойский	Среднегорный расчлененный рельеф с древними выровненными вершинными поверхностями, с аккумулятивными и эрозийными террасами	1000—1500
	Кантегир-Борусский	Высокогорный кругосклонный, интенсивно расчлененный рельеф с ледниковым морозным выветриванием. Врезанные долины без террас	2000—2300
Западно-Саянский синклиниорий	Берзювский	Среднегорный рельеф с реликтами древней выровненной поверхности, в долинах — эрозийные и аккумулятивные террасы	1000—1500
	Центрально-Саянский	Высокогорный, интенсивно расчлененный рельеф с ледниковой экзарацией (кары, трюги), долины врезанные без террас	свыше 2000
	Усинский	Денудационный рельеф с древней поверхностью выравнивания, среднегорный и низкогорный, слабо расчлененный, в долинах рек — аккумулятивные террасы	1300—1400
Кургушибинский антиклинорий	Кургушибинский	Среднегорный рельеф. В долинах — эрозийно-аккумулятивные террасы	1500
	Алашско-Хемчикский	Высокогорный, с приподнятыми, выровненными поверхностями, с интенсивно врезанными, торговыми долинами, с ледниковыми формами рельефа	свыше 2500

Маинский блок примыкает к Означенскому блоку с юга, будучи ограничен на юге крупным Кандатским региональным разломом. Для этого блока характерен пологоувалистый рельеф с отметками 900—1000 м. Продольные профили рек, так же, как и в пределах Означенского блока, близки к равновесным, что говорит о стабильности или даже о слабом относительном погружении этого блока. Снижение среднечетвертичных террас от обычных 30—50 до 20—25 м также свидетельствует об относительном прогибании Маинского блока по сравнению с прилегающими Джойским и Означенским.

В палеозойском структурном плане южнее Арбатского синклинория расположен Джебашский антиклинорий (Зоненшайн, 1963), или выступ (Казаков, 1961), пересекаемый Борусским глубинным разломом на две глыбы: приподнятую — западную, сложенную докембрийскими отложениями, и опущенную — восточную, образованную средне-верхне-

кембрийскими породами. В пределах Джебашского антиклинория по характеру рельефа и интенсивности проявления новейших тектонических движений нами выделены Джойский и Кантеги́ро-Борусский блоки.

Джойский блок расположен между Кандатским и Борусским региональными разломами. Для этого блока характерен среднегорный расчлененный рельеф с древними выровненными вершинными поверхностями на абсолютных отметках 1000—1500 м (см. рис. 29).

Для Джойского блока в целом характерны большое количество высоких эрозионных уровней и комплекс террас в приустьевых участках боковых притоков. Так, у устья р. Изербели, где ширина долины Енисея достигает 2000 м, встречаются аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные I, II, III, IV, V, VII террасы; у с. Пойлово в долине наблюдаются I, II, III, V террасы; у р. Черемушек (при ширине долины 2250 м) — I, II, III, IV, VII, VIII террасы (рис. 31). Хорошо выражены высокие эрозионные уровни 60—80 м высоты. Прямые участки рек, протекающих в пределах Джойского блока, имеют северо-восточное направление, что соответствует направлению крупных региональных разломов; спрямленные участки северного направления, видимо, приурочены или к незначительным тектоническим нарушениям, или являются остатками древней эрозионной сети, развивавшейся в более спокойный период независимо от тектонического строения. Отмеченные особенности рельефа свидетельствуют о слабых поднятиях.

Южнее Джойского блока выделяется Кантеги́ро-Борусский блок, ограниченный Борусским на севере и Абдырским на юге крупными региональными разломами. Для этого блока характерен высокогорный крутосклонный, интенсивно расчлененный рельеф с ледниковым морозным выветриванием, с абсолютными отметками 2000—2300 м. Долины рек здесь глубоко врезаются, без террасовых комплексов, если не считать редких останцов высоких эрозионных уровней. Ширина долины Енисея в пределах этого блока резко сужается (до 300—700 м). Перечисленные признаки говорят об интенсивных восходящих движениях в пределах этого блока.

Южнее Джебашского антиклинория в палеозойском структурном плане расположен Западно-Саянский синклинирий, граничащий на юге с Куртушибинским антиклинорием. По краям этого синклиниория выходят более древние докембрийские и кембрийские отложения, а в центральной его части — более молодые силурийские отложения.

Складчатая структура синклиниория нарушена и очень сильно осложнена многочисленными продольными разломами, согласными с простиранем основных складчатых элементов. Местами сеть разломов настолько сгущается, что структура Западно-Саянского синклиниория оказывается разбитой на многие резко удлиненные тектонические клинья (Зоненшайн, 1963). В современном рельефе палеозойский Западно-Саянский синклинирий представляет собой складчато-глыбовую структуру с самыми высокими гипсометрическими отметками. Здесь выделяются Березовский, Центрально-Саянский и Усинский блоки как новейшие унаследованные морфоструктуры.

Березовский блок расположен на стыке Джебашского антиклинория и Западно-Саянского синклиниория, будучи ограничен на севере зоной Джебашского разлома, а на юге Березовским крупным региональным разломом. Здесь развит среднегорный рельеф с абсолютными отметками 1000—1500 м, с пологими склонами, с реликтовыми поверхностями древнего рельефа. Долина Енисея в пределах Березовского блока расширяется до 3000 м в районе Сиговского и Обкольского займищ, где наблюдаются аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы (см. рис. 31). Реки Говориха, Березовая, Пашкина, впадающие в Енисей

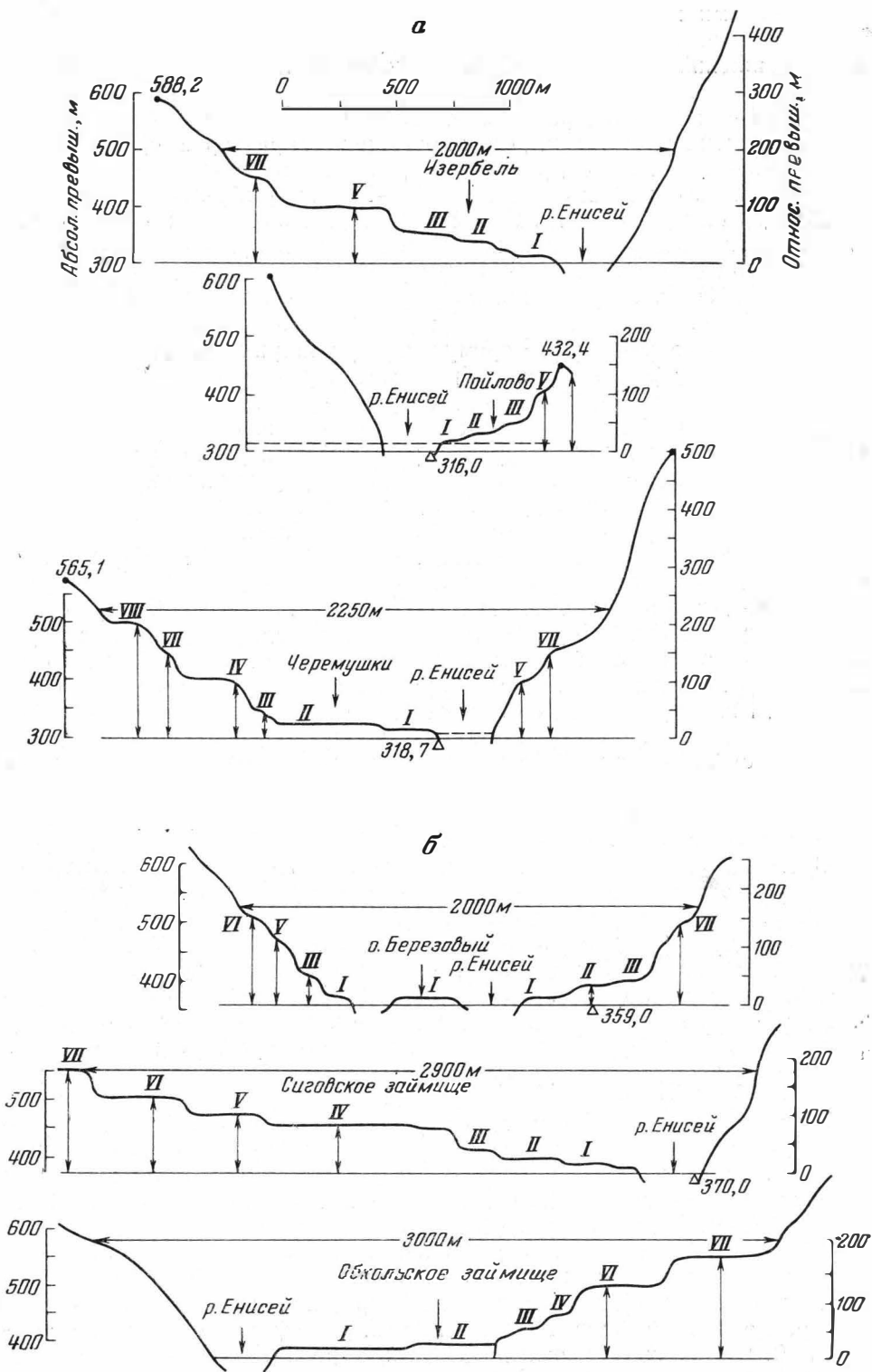


Рис. 31. Характерные поперечные профили долины Енисея в блоках с замедленными восходящими движениями

а — Джойский блок, б — Березовский блок

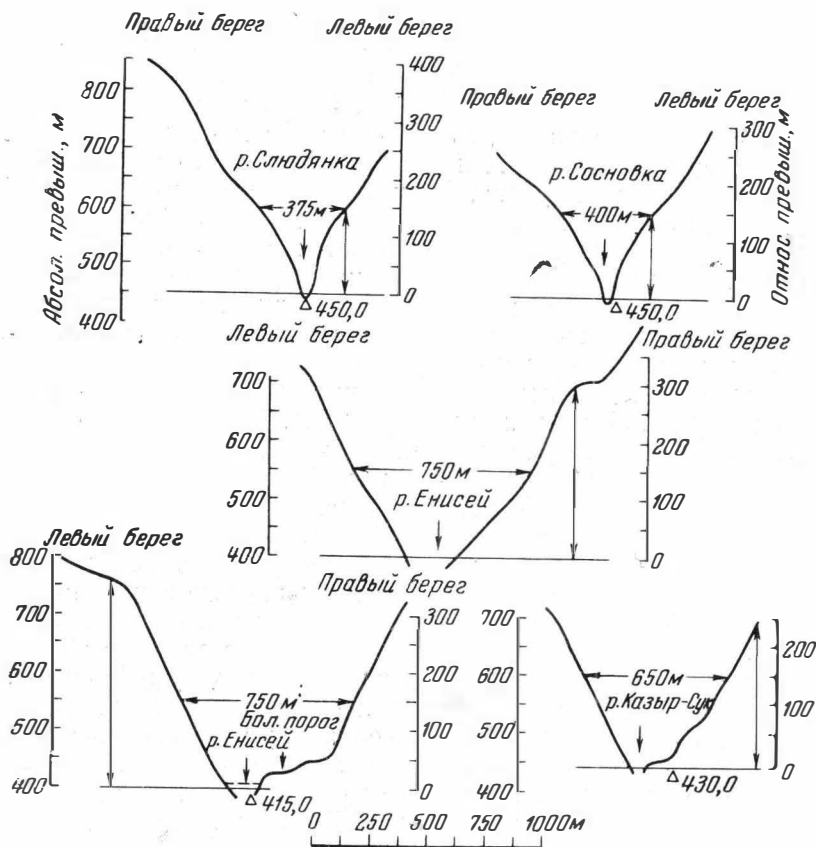


Рис. 32. Характерные поперечные профили долин рек в блоках с интенсивными восходящими движениями

на этом участке, также имеют хорошо выраженные террасированные долины. Ближе к районам сопряжения с Кантегиро-Борусским и Центрально-Саянским блоками долина Енисея суживается до ущелья, на бортах которого появляются трещины-расщелины, следы обвалов и т. п. Таким образом, наличие на водоразделах выровненных пространств, слабо затронутых эрозионными процессами, аккумуляция аллювиальных отложений в речных долинах свидетельствуют о замедленных восходящих движениях, часто сменяющихся относительно спокойными нисходящими движениями.

Центрально-Саянский блок в пределах исследуемого региона является наиболее приподнятым. Он ограничен с юга Саянской зоной глубинного разлома. Морфоструктуре Центрально-Саянского блока отвечает высокогорный эрозионный интенсивно расчлененный рельеф хребтов Кантегирского (2485 м) и Саянского (2736 м). Относительные превышения здесь в среднем составляют 1000—1500 м. Гидрографическая сеть принадлежит к системам Енисея и его притоков. Все реки глубоко врезаны, текут в глубоких ущельях, отличаются порожистыми руслами (рис. 32). Многочисленные продольные разломы разбивают Центрально-Саянский блок на отдельные тектонические клинья и микро-блоки. Все структурные элементы вытянуты в северо-восточном или субширотном направлениях. В приосевой части Центрально-Саянского и Кантегирского хребтов развиты ледниково-экзарационные формы рельефа: кары, троговые долины глубиной до 400—600 м с моренами и озе-

рами на дне. Отсутствие выравненных пространств, интенсивное эрозионное расчленение, глубокие и узкие долины рек без террас — все это свидетельствует о весьма интенсивных поднятиях в пределах блока.

Южнее Центрально-Саянского блока, в пределах палеозойского Западно-Саянского синклиория, расположен Усинский блок, где выделяются более мелкие Урский и Араданский блоки, ограниченные разломами более низкого порядка. Усинский блок выражен в виде Усинской внутригорной впадины, которая представляет собой крупную грабен-синклиналь, вытянутую в северо-восточном направлении (Зоненшайн, 1964). Усинская впадина окружена средними и низкими горами с останцами древней поверхности выравнивания на абсолютных высотах 1300—1400 м, с относительным превышением 500—600 м. Дно ее имеет сглаженный денудационный рельеф. У западного окончания впадины развиты пролювиально-делювиальные шлейфы и конусы выноса, обрывающиеся к р. Усу уступами до 10—15 м. Дно долины Уса с низкими аккумулятивными террасами достигает здесь 5 км ширины. На поверхности поймы развиты озера-старицы. Все это свидетельствует об относительном опускании Усинского блока.

В южной части Западно-Саянской палеозойской структуры в северо-восточном направлении вытянут Куртушибинский антиклинорий, отделяющийся от Тувы зоной крупного Саяно-Тувинского глубинного разлома. Куртушибинский антиклинорий сложен верхнекембрийскими отложениями и в новейшем структурном плане представляет собой глыбовое асимметричное поднятие, состоящее из Алашско-Хемчикского и Куртушибинского блоков, ограниченных системой кулисообразных разломов. Ориентировка гор здесь четко совпадает с направлением главных разломов, являющихся в ряде случаев геоморфологическими границами.

Алашско-Хемчикскому блоку соответствует Алашское плато, поднятое на абсолютную высоту выше 2500 м. Здесь наблюдаются сглаженные водораздельные пространства, в которые речные долины врезаны на 1000—1500 м. Верховья рек представляют собой трог.

Куртушибинский блок, расположенный между Усинским и Турано-Уюкским впадинами, выражен водораздельным хребтом между бассейнами рек Ус и Уюк. Отличительной чертой его является сглаженный среднегорный рельеф, постепенно снижающийся к прилегающим впадинам. Широкое развитие делювиально-пролювиальных отложений проявилось местами в погребении древнего рельефа, и лишь древние вершины поднимаются над шлейфами. Все эти признаки свидетельствуют о слабых поднятиях в пределах этого блока.

Сравнение современных морфоструктурных особенностей Западного Саяна с его палеозойским планом свидетельствует о преобладающей унаследованности древних геологических структур современным планом. Дифференцированные тектонические движения палеозойских блоков привели к созданию основных черт современного рельефа, имеющих глыбовое строение.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО САЯНА

В истории развития рельефа Западного Саяна выделяется несколько этапов формирования геологической структуры: геосинклинальный, орогенный, этап денудационного выравнивания рельефа, новейший орогенный, сформировавший собственно современный рельеф, и этап экзогенного его преобразования.

Геосинклинальный этап развития геологической структуры

В геосинклинальном этапе развития рельефа И. Н. Казаков (1961) выделил: период формирования фундамента, предшествовавший заложению палеозойской геосинклинали и охвативший допалеозойское время; период геосинклинального развития; переходный период, длившийся в течение девона и карбона. В течение позднего протерозоя в Западном Саяне существовал длительно прогибавшийся геосинклинальный бассейн, имевший на востоке связь с Байкальской геосинклиналью. В нем происходило накопление преимущественно терригенных песчано-алевритоглинистых и меньше карбонатных осадков мощностью более 8 км. К концу протерозоя произошло замыкание верхнепротерозойской геосинклинали Западного Саяна с образованием серии простых антиклиналей и синклиналей.

Палеозойский геосинклинальный период в пределах Западного Саяна продолжался с раннего кембрия до позднего силура. В раннем кембрии Западный Саян представлял собой крупный геосинклинальный прогиб. Одновременно с заложением Западно-Саянской внутренней геосинклинали (интрагеосинклинали) развивались основные глубинные разломы Западного Саяна, среди которых наибольшую роль в течение раннего кембрия играли Хемчикско-Куртушибинский (Саяно-Тувинский), Брусский, Кандатский, Северо-Саянский (Саяно-Минусинский) разломы. В раннекембрийское время в северной части Западно-Саянского прогиба вдоль Саяно-Минусинского, Кандатского, Брусского разломов происходили излияния основных и кислых лав, в результате чего образовалась спилито-кератофировая формация мощностью до 4 км. Общие интенсивные прогибания почти всей территории Западного Саяна сопровождались мощными подводными трещинными излияниями и внедрением малых интрузий базальтовой магмы. Позднее проявился процесс дифференцированных движений, который способствовал образованию внутригеосинклинальных поднятий и прогибов. Во вторую половину раннего кембрия наблюдалось преобладание наземного вулканизма с постепенным его затуханием.

В первой половине среднего кембрия в пределах Западного Саяна произошла инверсия прогиба, так что от него сохранились лишь небольшие отдельные полузамкнутые остаточные геосинклинальные впадины, в которых накапливались в основном терригенные грубообломочные отложения. Во второй половине среднего кембрия, по мнению И. Н. Казакова (1961), Западно-Саянский первичный геосинклинальный прогиб превратился в единую крупную область размыва, пригнувшую к ранее сформированному «сушам» Тувы и северо-западной Монголии. В пределах Алтае-Саянской области, как известно, геосинклинальный бассейн сохранялся в это время только в Горном Алтае (Нехорошев, 1958), Кузнецком Алатау (Додин, 1953), Салаире (Фомичев, 1956) и, возможно, в юго-западной части Восточного Саяна (Хоментовский, 1957). В позднекембрийскую эпоху, по мнению И. Н. Казакова (1961), Западный Саян представлял собой обширное размывавшееся поднятие, которое являлось источником сноса для Салаирского морского бассейна, расположенного на северо-западе.

Со второй половины позднего кембрия в пределах Западного Саяна происходила новая перестройка структур. На слабо консолидированном кембрийском «фундаменте» локально развивались крупные вторичные геосинклинальные прогибы, что сопровождалось энергичными горообразовательными процессами в смежных областях. Поэтому в Куртушибинском и Западно-Саянском прогибе, особенно в их краевых частях, накапливались мощные (до 4—5 км) грубообломочные толщи.

В течение ордовика Западно-Саянский геосинклинальный бассейн испытывал преимущественно интенсивное прогибание, общая амплитуда которого, судя по мощностям ордовикских отложений, превышала 10—11 км. На севере бассейна существовал Джебашский антиклинорий (выступ). На юге источником сноса были участки суши, расположенной вдоль Куртушибинского и Хемчикского разломов в ордовикское время.

К началу силура окончательно оформилась и превратилась в сушу Куртушибинская зона поднятий. Геосинклинальный прогиб в это время сохранился только в Центрально-Саянской зоне и был почти полностью изолирован от Северо-Тувинского пригеосинклинального прогиба. Как отмечает И. Н. Казаков, в раннесилурийское время, в отличие от ордовика, шло отложение более тонкого отсортированного материала, что говорит о спокойном, менее контрастном рельефе окружающих материков. В конце раннего силура произошли полное осушение Центрально-Саянского бассейна и размыв возникшего Западно-Саянского поднятия с образованием красноцветной формации вдоль Саяно-Тувинского прогиба.

В позднесилурийское время опять наблюдалась частичная трансгрессия и в пределах Западного Саяна, куда проник небольшой залив Салаиро-Алтайского моря, отложения которого сохранились в Усинской впадине. В конце силура — начале девона проявление интенсивных положительных блоковых движений превратило всю территорию Западного Саяна в размывающуюся горную область.

Орогенный этап развития геологической структуры

С раннего девона до ранней перми Западный Саян представлял собой своеобразную область поднятия и размыва, с которой сносился терригенный материал в Южно-Минусинскую и Тувинскую межгорные впадины. Вдоль ряда глубинных разломов начиная с раннего девона происходили опускания отдельных блоков, на месте которых были заложены вытянутые вдоль разломов узкие межгорные впадины: Усинская, Акхемская, Алашская и др. В раннем девоне происходили излияния базальтовых лав, а в конце раннего девона — внедрение интрузий.

К концу среднего девона Западный Саян превратился в низкогорноувалистую область, где во впадинах формировались отложения конусов выноса. Глыбовые движения в карбоне усложнили простые мульдообразные и антиклинальные структуры девона и создали основные структуры, унаследованные современным рельефом.

В послекарбоновое время развитие Западного Саяна, как и всей Алтае-Саянской области, происходило своеобразно. По одним представлениям, он превратился в молодую платформу (Казаков, 1961 и др.), по другим здесь продолжался орогенный этап (Боголепов, 1967 и др.). Так или иначе, весь отрезок времени от карбона до раннего мела характеризовался периодическим проявлением сводовых поднятий, разделенных интервалами сравнительно тектонического покоя. Таким образом, на протяжении мезозоя Западный Саян, наряду со всей Алтае-Саянской областью, представлял собой область преимущественного размыва.

Этап денудационного выравнивания рельефа

Развитие современного рельефа Западного Саяна началось в период позднемезозойского выравнивания. К концу мела и в позднем палеогене Западный Саян, видимо, представлял собой слабо всхолмленную

поверхность с низкими горами и крупными меандрирующими речками. Климатические условия благоприятствовали формированию кор выветривания. О строении выровненной поверхности древнего (доолигоценного?) рельефа можно судить по его реликтам, которые занимают в Западном Саяне большую площадь, хотя и разобщены на множество отдельных участков, сохранившихся лишь там, где развиты более прочные породы. Наиболее сильно расчленен древний пенепплен вблизи Енисея, где долины глубоко врезаны (Воскресенский, 1962). В Центрально-Саянском и Араданском хребтах выровненные участки сохранились лишь изредка (Баженов, 1934; Суслов, 1936). В пределах Алашского плато ширина участка древнего пенепплена достигает 15 км. На северо-востоке Западного Саяна, в бассейнах рек Амыл и Систиг-Хем также сохранились крупные по площади территории древних поверхностей, мало изменивших свой рельеф под воздействием экзогенных процессов. Относительно ровные поверхности лежат на отметках около 1000—1200 м. Денудационный рельеф древней выровненной поверхности в виде сильно сглаженных водораздельных пространств наблюдается также в пределах Сарлинского, Мирского и в северных отрогах Куртушибинского хребтов, в основном на двух гипсометрических уровнях: 1800—2200 и 1400—1700 м. Верхний уровень находится выше границы леса и представляет собой чередование гольцовых плосковершинных возвышенностей с разделяющими их плоскими седловинами. Нижний уровень сохранился в виде небольших участков плоских вершин.

В отдельных случаях, когда в рельефе наблюдаются эрозионно-тектонические уступы, разница высот этих поверхностей объясняется неодинаковым подъемом тектонических блоков новейшими движениями.

В ряде случаев на поверхностях выравнивания встречаются коры выветривания, которые сохранились преимущественно в зоне предгорий и отчасти в пределах слабо поднимающихся блоков северного склона Западного Саяна. В зоне северного подножья, в бассейне р. Калы, древняя кора выветривания распространена на абсолютных высотах 400—500 м. В. А. Растворовой и О. П. Добродеевым (1967) изучена площадная кора выветривания эффузивов и кристаллических сланцев в грабене Абаканской долины, где мощность ее сохранившейся части составляет несколько десятков метров, иногда достигая 100 м. Она представлена нижними горизонтами обычного профиля выветривания, так называемыми горизонтами дезинтегрированных исходных пород.

Методов определения возраста кор выветривания не существует (кроме обычного геологического). Коры выветривания часто перекрываются только верхнечетвертичными отложениями и определять их возраст можно только исходя из того, что процесс выветривания является региональным, одновременно захватывающим целые регионы (Петров, 1953). Установленный из этих соображений более или менее точно возраст в каком-либо одном месте можно распространить на сходную кору в смежных участках. Учитывая это замечание, можно сделать выводы, что на территории Западного Саяна формирование коры, судя по другим районам Сибири, приурочено к позднему мелу и раннему палеогену.

Как указывают В. Н. Разумова, Н. П. Херасков (1963), в условиях пенепплена развитию процессов выветривания на глубину препятствует высокий уровень грунтовых вод, вызванный влажным климатом и слабым стоком. Поэтому значительная мощность древней коры выветривания могла образоваться при минимальной глубине эрозионного расчленения в 300—400 м. Вероятно, для этого времени были характерны широкие долины, разделенные увалистыми междуречьями.

Сравнивая восстановленный рельеф времени образования кор выветривания с современным рельефом верхнего яруса гор можно увидеть, что морфология их совершенно различна. Верхний ярус горного



Рис. 33. «Врезанные» меандры р. Кантегир. Аэрофотоснимок

рельефа — это выположенные водораздельные поверхности с колебаниями относительной высоты 50—100 м. Расположены они на абсолютных высотах от 1000 до 1800—2000 м и разделены уступами вдоль разломов на ступени шириной до 10—15 км. Над ними на 700—1200 м поднимаются крутосклонные гольцовые массивы, представляющие собой горстовые поднятия, которых не было в начале палеогена. Широкие (до 5—7 км) древние долины в большинстве случаев использованы современными реками. Поэтому есть все основания считать, что основной рисунок гидрографической сети в Западном Саяне, как и в прилегающих впадинах, был сформирован до начала этапа активизации тектонических движений. Врезанные на 150—250 м меандры р. Кантегир свидетельствуют о том, что до начала поднятий в этом районе была почти равнина (рис. 33).

Таким образом, можно считать, что в раннепалеогеновое время Западный Саян представлял слабо всхолмленную страну с отдельными низкими горами, с меандрирующими реками, климатическими условиями, благоприятными для образования кор выветривания.

Новейший орогенный этап

В новейшем орогенном этапе четко выделяются начальная и главная стадии горообразования.

Начальная стадия современного горообразования (конец палеогена — ранний неоген). В пределах Западного Саяна пер-

вый импульс активизации тектонических движений, по мнению многих исследователей (Девяткин, 1962, 1964; Крестников и Рейснер, 1960, 1965; Рейснер 1965), начался в конце палеогена. Так как в пределах Западного Саяна и прилегающих впадинах отложения древнее миоценовых отсутствуют, есть возможность предполагать, что на исследуемой территории в конце палеогена развивались восходящие движения. Как показали исследования Г. И. Рейснера и В. Н. Крестникова (1955, 1966), поднятия в позднем палеогене в Западном Саяне, как и в прилегающих впадинах, сопровождались врезанием гидрографической сети в существующую до начала этапа активизации поверхности выравнивания. Некоторые участки древней гидрографической сети сохранились до настоящего времени и образуют вместе с остатками поверхности выравнивания «древний рельеф» территории. Как известно, формирование древней гидрографической сети в прилегающих к Западному Саяну Хемчикской и Южно-Минусинской впадинах закончилось в начале неогена, что подтверждается залеганием миоценовых отложений в уже выработанных долинах (Рейснер, Крестников, 1965). Основываясь на величине вреза древней сети, можно судить о характере тектонических движений в конце палеогена. Так, если на месте современной Хемчикской, Южно-Минусинской и Туранской впадин глубина вреза древней гидрографической сети достигает 200 м, то в Куртушибинском хребте она составляет 400—600 м. Таким образом, упомянутые современные впадины уже в конце палеогена испытывали более медленные восходящие движения, чем Западно-Саянское поднятие. Однако резкого обособления впадин от прилегающих гор еще не было. Поэтому В. Н. Крестников и Г. М. Рейснер считают, что в конце палеогена еще не происходили интенсивные подвижки по зонам древних разломов (Саяно-Минусинскому и Саяно-Тувинскому). На незначительную интенсивность тектонических движений в этот период указывают небольшие мощности (не превышающие 100 м) верхнепалеогеновых осадков в Убсунурской впадине в Туве (Шорыгина, 1957, 1960) (см. таблицу).

В пределах Южно-Минусинской, Тувинской и Туранской впадин поднятия были замедленными. В неогене относительные прогибания продолжали развиваться только в соседней Убсунурской впадине. В это время по Саяно-Минусинскому и Саяно-Тувинскому разломам происходило четкое обособление крупных Хемчикско-Тувинской и Южно-Минусинской впадин, в пределах которых в древних долинах происходило накопление миоцен-плиоценовых осадков — красноцветных глин, суглинков, супесей, среди которых кое-где присутствуют прослои галечника и щебня (Рейснер, Крестников, 1965, 1966). Сам Западный Саян продолжал воздыматься, поэтому на его территории неогеновые отложения отсутствуют. Кроме того, в начальную стадию орогенного этапа активизация восходящих движений по системам мелких разломов привела к более четкому обособлению внутривпадинных впадин, таких, как Усинская и Туранская. Подвижки вдоль зон более крупных региональных разломов (Саяно-Минусинского, Кандатского, Кантегино-Борусского, Березовского, Абдырского, Куртушибинского, Саяно-Тувинского) «разбили» Западно-Саянское поднятие на систему блоков, которые являются основными морфоструктурами Западного Саяна. В строении блоков, испытавших в неогене более слабые поднятия, существенным элементом является «древний рельеф», который сохранился в некоторых высокогорных областях, придав им своеобразный облик приподнятых «равнин» (Крестников, Рейснер, 1966). В пределах Центрально-Саянского и Кантегино-Борусского блоков «древний рельеф» почти полностью уничтожен. Учитывая, что поверхность выравнивания лучше сохраняется на участках, которые испытали кратковременный, интенсивный подъем с амплитудами до 700—1200 м, и хуже — на территориях с равномерным,

СХЕМА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО САЯНА В НОВЕЙШИЙ ЭТАП

(Составила Л. К. Зяткова по материалам Н. А. Ефимцева, Ю. П. Седливерстова, Л. Д. Шорыгиной, М. Г. Гросвальда, С. С. Воскресенского, В. И. Крестникова и личным наблюдениям)

Система	Отдел	Эпоха	Этап	Формирование коррелятивных отложений	Характер новейших тектонических движений и формирование рельефа	
					в блоках с замедленными восходящими движениями (Озаченский, Маишский, Джойский, Березовский, Усинский, Куртушбинский)	в блоках с преобладанием постоянных интенсивных восходящих движений (Центрально-Саянский, Кантегиро-Борусский)
Четвертичная	Современный	Современная	Экогенного преобразования рельефа	Аллювий пойм и пролювий конусов выноса	Слабые восходящие движения. Формирование аккумулятивных пойм. В горах образование форм рельефа за счет морозного выветривания	Формирование эрозионно-аккумулятивных пойм
	Верхний	Поздняя		Аллювий комплекса нижних террас с фауной верхнепалеолитического комплекса. Морены и флювиогляциальные отложения каракольского оледенения. Разрыв	Формирование низких террас (6—20 м). Замедленные слабые восходящие движения с преобладанием нисходящих движений в Усинском и Маишском блоках В горах локальное горно-долинное каракольское оледенение, синхронное азасскому оледенению Тувы	Интенсивные восходящие движения. Террасы эрозионные или отсутствуют. Конечноморенный рельеф на высоте 1200—1700 м. Формирование троговых долин, цирков, кароз на высоте 1900 м
	Средний	Средняя		Межледниковые, межморенные отложения, песчано-глинистые с прослоями торфа, пыльцевой спектр с луговой растительностью и еловыми лесами. Морены и флювиогляциальные отложения максимального алдагекского оледенения. Разрыв	Формирование средних террас (20—80 м). Менее интенсивные восходящие движения	Наиболее интенсивные восходящие движения. Террасы отсутствуют
Неогеновая	Нижний	Ранняя	Новейший орогенный	Аллювий высоких террас — выветрелые желто-бурые галечники	Формирование высоких террас (100—250 м) Наиболее интенсивные дифференцированные восходящие движения, окончательное обособление современных морфоструктур-блоков. Поднятие поверхностей выравнивания древнего рельефа на различную высоту. Образование низкогогорного и среднегорного рельефа (врез 250—700 м)	Образование высокогорного, интенсивно расчлененного рельефа (врез 800—1000 м)
	Плиоценовый	Поздняя				
	Миоценовый	Ранняя		Начальная стадия	Озерно-аллювиальные красно-бурые глины в прилегающих впадинах (Усинская) Не сохранились	Первый импульс активизации тектонических движений в прилегающих впадинах. Врез 200—250 м (Куртушбинский хребет — врез 400 м)
Палеогеновая	Олигоцен-ценозойский			Коры выветривания, сохранившиеся в предгорье	Платформенный режим слабых восходящих движений. Слабо возмолвленная, с низкими горами с мандрированием рек Енисей, Кантегира, Джоя	

но слабым поднятием в течение длительного времени, можно предполагать, что Центрально-Саянский блок испытывал постоянное длительное поднятие. Это позволяет сделать вывод, что уже в раннем неогене начала проявляться дифференцированность тектонических движений в пределах самого Западного Саяна и что после окончательного обособления Южно-Минусинской и Хемчикско-Тувинской впадин в Западном Саяне были сформированы в своих современных границах все основные новейшие структуры.

Главная стадия современного горообразования (плиоцен — раннечетвертичная эпоха). Главная стадия орогенного этапа в Западном Саяне не может быть четко отделена от предыдущей, однако особенности ее проявления сказались на современном рельефе. Об интенсивности и амплитуде поднятий в раннечетвертичное и предшествовавшее время судить очень трудно, так как в пределах Западного Саяна распространение раннечетвертичных отложений очень ограничено. Поэтому приходится использовать ряд косвенных признаков.

Как отмечали В. Н. Крестников и Г. И. Рейснер (1966), раннечетвертичные осадки, накапливающиеся в прилегающих впадинах, отличаются большей грубостью, чем древние. Кроме того, Н. А. Ефимцев (1959, 1961) отмечал, что в западной части Западного Саяна аллювиальные раннечетвертичные отложения залегают на днищах современных долин, врезанных в «древний рельеф» на несколько сотен метров (иногда более чем на 1000 м). Такое интенсивное врезание не могло иметь места ранее, поскольку, как уже отмечалось выше, тектонические движения первых периодов не отличались большой интенсивностью. Поэтому нет никаких сомнений в том, что наиболее интенсивное поднятие в Западном Саяне произошло именно в плиоцене и в раннечетвертичную эпоху.

Наиболее интенсивные поднятия проявились в центральной части Западного Саяна — в пределах Центрально-Саянского и Алашского блоков, где за сравнительно короткий промежуток времени «древний рельеф» оказался поднятым и прорезанным речной сетью на глубину 700—800 м, создав тем самым высокогорный рельеф (Крестников, Рейснер, 1966). Менее интенсивно поднимались «периферийные» части Западного Саяна и его восточная половина, прилегающая к Усинской и Туранской впадинам, где был образован низко- и среднегорный рельеф, а в речных долинах шло формирование аллювия на уровне от 100 до 250 м над современным дном долин.

Соответствующие террасы почти не сохранились и встречаются лишь в суженных участках долины Енисея в Центрально-Саянском, Кантегиро-Борусском, Куртушибинском блоках в виде небольших по ширине и протяженности площадок или эрозионных уступов, выработанных на палеозойских породах. Большей частью высокие террасы не несут аллювиального покрова. Такой характер долины свидетельствует о том, что Енисей в зоне пересечения Западного Саяна в течение раннечетвертичного времени постоянно углублялся.

Исключение представляет участок долины Енисея в пределах Березовского и Означенского блоков, где наблюдались менее интенсивные поднятия. Так, на очень незначительной площади у с. Означенное на правом берегу Енисея между реками Сизая и Голубая на поверхности 100-метровой террасы Енисея горными выработками вскрыты сильно выветрелые темно-бурые галечники с валунами и большой примесью песчано-глинистого материала. Мощность этого горизонта изменяется от 1 до 2 м. Раннечетвертичный возраст отложений 100-метровой террасы здесь датируется на основании того, что возраст отложений 60-метровой террасы определен на основании фаунистических находок как среднечетвертичный. Кроме того, сильная выветрелость и бурая окраска галечников характерны для нижнечетвертичных террас (Шорыгина, 1961).

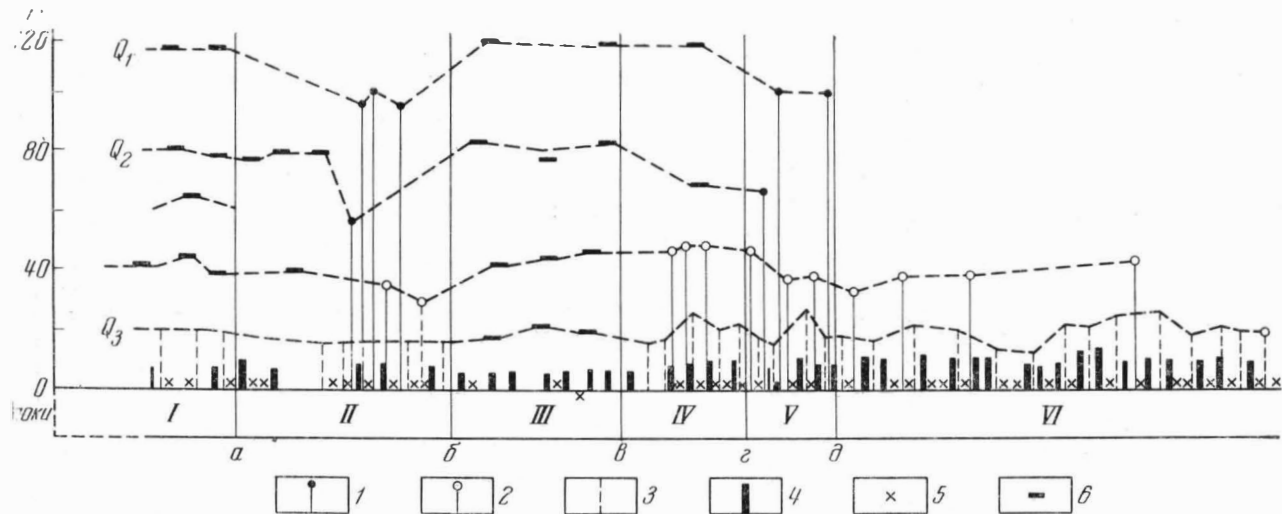


Рис. 34. Продольный профиль террас Енисея в Западном Саяне

Комплексы террас: 1 — высокий; 2 — средний; 3 — низкий; 4 — первая терраса; 5 — пойма; 6 — эрозионные уровни

Блоки: I — Центрально-Саянский; II — Березовский; III — Кантегиро-Борусский; IV — Джойский; V — Майнско-Означенский; VI — Южно-Минусинская впадина

Разломы: а — Большепорожский; б — Джебашский; в — Кантегиро-Борусский, г — Кандатский, д — Саяно-Минусинский

В пределах Джойского и Березовского блоков между устьями рек Карын-Сук и Абдыр, где долина Енисея расширяется, образуя Обкольское и Сиговское займища, развиты широкие, хорошо выраженные эрозионно-аккумулятивные террасы с относительным превышением 70—90 м и сниженными цоколями. Продольный профиль террас Енисея (рис. 34) показывает, что тектонические движения в пределах разных структур проявлялись неодинаково. Если в центральной части Западного Саяна врез долины от раннечетвертичного времени до современного достигал, судя по отметкам террас, 200—250 м, то в северном предгорье он не превышал 100—150 м.

Таким образом, к концу главной стадии орогенного этапа были полностью сформированы основные черты современного горного рельефа. Западный Саян в это время уже представлял сводово-глыбовое поднятие, разделявшее Южно-Минусинскую и Хемчикско-Тувинскую впадины. Тектонические движения в раннечетвертичное время отличались большой дифференцированностью и значительно большей амплитудой по сравнению с начальной стадией.

Этап экзогенного преобразования рельефа (средне-позднечетвертичная эпоха)

После превращения Западного Саяна в высокогорную страну в связи с общим похолоданием исследуемая территория испытывала оледенения, с которыми связано экзогенное преобразование рельефа (рис. 35).

В Западном Саяне следы древнего оледенения заметны хорошо, но степень сохранности ледниковых форм неодинакова. Лучше всего они сохранились в пределах Центрально-Саянского и Кантегиро-Борусского блоков, где вся вершинная поверхность хребтов сплошь «изъедена» карами. В пределах Алашско-Хемчикского блока, на Алашском плато, на водораздельных ровных поверхностях в изобилии разбросаны эрратические валуны, а долины, врезающиеся в плато, имеют форму трогов, где на дне встречаются озера ледникового происхождения.

Л. Д. Шорыгина (1957) указывала, что в пределах Алашского плато имеются древние морены раннечетвертичного возраста, по условиям залегания и внешнему облику сходные с башкаускими моренами северо-восточного Алтая, но Н. А. Ефимцев (1961) отстает аллювиальный генезис этих отложений.

Как показали исследования Н. А. Ефимцева (1961), в рельефе Западного Саяна сохранились следы лишь двух локальных горно-долинных оледенений. Первое из них — среднечетвертичное, названное алашским, — проявилось одновременно с казахским оледенением Тувы и было максимальным; второе — позднечетвертичное, карахольское, синхронно азасскому оледенению Тувы. Вопрос о возможности существования более древнего раннечетвертичного оледенения, аналогичного шивитскому и шалашскому, остается открытым. Во всяком случае исследователи, проводившие наблюдения в Западном Саяне, отрицают раннечетвертичное оледенение.

Сопоставление положения конечных морен среднечетвертичного (алашского) и позднечетвертичного (карахольского) оледенений дало основание Н. А. Ефимцеву (1961) считать, что ледники во время этих оледенений имели общий центр распространения, так как морены первого оледенения в основной части перекрыты мореной второго оледенения. Морены максимального оледенения отличаются более высокой степенью выветрелости включенного в них материала, поверхность валунов покрыта бурым налетом, который легко разрушается при небольшом механическом воздействии.

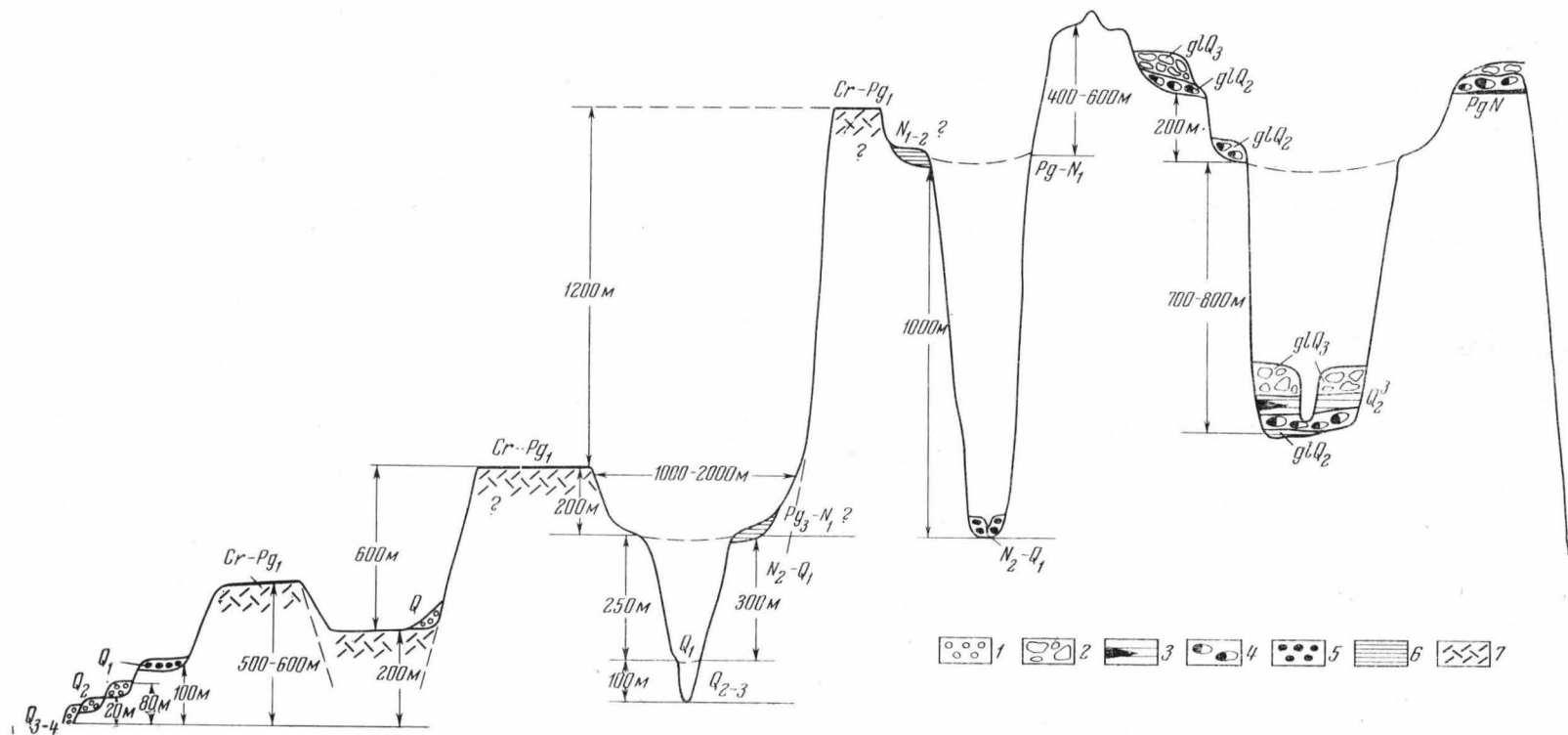


Рис. 35. Принципиальная схема строения рельефа Западного Саяна

1 — аллювиальные отложения террас поздне-среднечетвертичного времени; 2 — отложения позднечетвертичного Каракумского оледенения; 3 — песчано-глинистые межледниковые отложения с прослоями торфа; 4 — отложения среднечетвертичного максимального (алашского) оледенения; 5 — бурые, выветрелые галечники террас раннечетвертичного времени; 6 — проблематичные миоцен-плиоценовые глины; 7 — коры выветривания

Наиболее высокие участки хребтов и горных массивов служили основными центрами питания ледников, спускавшихся по долинам, выработанным в раннечетвертичное время (например, по долине Кантегира). Это еще раз подтверждает, что глубокое врезание речной сети произошло до наступления среднечетвертичного (алашского) оледенения. От этого оледенения остались аккумулятивные формы рельефа в виде конечных и боковых морен, которые позволили Н. А. Ефимцеву (1961) наметить пределы распространения оледенений в районах, прилегающих к Западному Саяну.

Рельеф, созданный ледниковой аккумуляцией, является одной из основных морфоскульптурных черт Центральной части Западного Саяна. Здесь большая часть ледниковых долин имеет конечные морены, характерный бугристо-грядовой рельеф с относительными превышениями 15—20 м. Между буграми и грядами самой различной ориентировки располагаются западины разных размеров, часто заполненные водой. Образование их связано с термокарстовыми процессами (Ефимцев, 1961). Краевые образования обычно занимают более или менее обширные поля на дне долин, но в редких случаях имеют классическую форму конечноморенного вала. В зависимости от морфологических условий, а также от размеров и динамики ледников конечные морены имеют разные площади и мощности. Кроме того, Н. А. Ефимцевым выявлено закономерное повышение уровня расположения конечных морен по направлению с северо-запада на юго-восток, что обусловлено главным образом возрастанием сухости климата в этом направлении. Так, конечные морены ледников северного склона Центрально-Саянского хребта в бассейне верхнего Кантегира располагаются на уровнях от 1250 до 1500 м, в то время как в Туве они в основном расположены на высоте от 1800 до 2300 м. Во всех долинах высокогорных районов Западного Саяна хорошо сохранились боковые, или береговые морены. Они имеют вид невыдержанных террасовидных ступеней, наиболее четко выраженной из которых является самая верхняя. Вниз по долине они постепенно снижаются, и у места, где ледник оканчивался, сливаются с конечной мореной (Ефимцев, 1961).

Кое-где между склонами долины и береговыми моренами образовались озера, например, Кара-Холь в бассейне правого одноименного притока Кантегира. В верховьях рек, стекающих с Кантегирского и Центрально-Саянского хребтов, широко распространена основная морена, перекрывающая днища троговых долин. Она представлена супесями, грубыми песками, сильно обогащенными валуно-щебенчатым материалом. У подножья крутых склонов морена перекрывается материалом осыпей и конуса выноса. В долинах крупных рек она перекрывается потоками и местами перешла в состав аллювия поймы и первой террасы. В широких древних долинах и на обширных слабо расчлененных поверхностях были благоприятные условия для «омертвления» льдов в период деградации ледников. Поэтому там преобладают флювиогляциальные образования в виде озв, камов и камовых террас. Озы в основном развиты в долине р. Сайгонаш в пределах Алашско-Хемчикского блока, а также у подножья Абаканского хребтов, где протяженность их достигает до 1000 м при высоте от 1 до 30 м. Располагаются озы обычно в широких реликтовых долинах и котловинах, служивших ледоемами; ориентировка их в целом совпадает с направлением этих долин (Ефимцев, 1961).

Камы и камовые террасы в Западном Саяне распространены меньше, чем на Алашском плато или на Алтае. За пределами распространения ледников в речных долинах шло формирование среднего комплекса террас с высотами от 20 до 80 м (см. рис. 34). Терраса высотой 60 м на р. Сизой сложена галечниками мощностью до 2 м, перекрытыми палево-

желтыми тонкозернистыми песками мощностью 18 м и содержащими остатки среднечетвертичной фауны млекопитающих (Громов, 1948). Соответствующие террасы Енисея, высотой от 20 до 40 м, являются большей частью эрозионно-аккумулятивными. В галечниках террас высотой 20—25 м на р. Уе (левый приток Енисея) найдены костные остатки, определенные Э. А. Вангенгейм как имеющие возраст не древнее верхов среднечетвертичной эпохи.

Судя по строению продольного профиля террас (см. рис. 34), формирование среднего комплекса террас происходило при замедленных поднятиях против раннечетвертичной эпохи. В Означенском, Манском и Джойском блоках продолжали преобладать слабые восходящие движения, в Березовском и Усинском блоках происходили относительные опускания, обусловившие накопления аллювиальных отложений.

Следами эпохи потепления являются межморенные песчано-глинистые отложения с прослоями торфа, пыльцевой спектр которых свидетельствует о луговой растительности и наличии поблизости еловых лесов (Шорыгина, 1957). В межледниковую эпоху вновь произошло интенсивное врезание рек, уничтожившее большую часть следов предшествовавшего оледенения.

В позднечетвертичное время в Западном Саяне на небольших площадях проявилось горно-долинное карахольское оледенение, одновременное азасскому оледенению в Туве (Ефимцев, 1961). В Карахольской впадине, а также в бассейне верхнего течения р. Хемчик, в Центрально-Саянском и Контегирском хребтах морены сохранились на высоте 1400—1700 м, что дает возможность говорить о длине ледников, которая достигала 15—20 км. В долинах рек в это время шло формирование низких террас, которое отвечает периоду наибольшей стабильности. Комплекс низких террас (от 6 до 15—20 м) наблюдается во всех блоках Западного Саяна. В пределах Березовского, Джойского, Маинского, Означенского блоков, не говоря уже о Южно-Минусинской впадине, низкие террасы большей частью аккумулятивные или эрозионно-аккумулятивные. Низкие террасы имеют хорошо выраженные морфологические элементы, они сложены хорошо окатанными галькой и валунами, с горизонтами глин и песков. Общая величина вреза на протяжении этапа экзогенного преобразования рельефа составляла соответственно высоте террас в отдельных блоках — от 20 до 80 м. О затухании тектонических движений в позднечетвертичное время в Западном Саяне свидетельствуют низкие отметки соответствующих террас, а также широкое развитие пролювиальных и аллювиальных отложений в Усинской и Туранской внутригорных впадинах, где проявлялись в основном нисходящие движения. В Туранской впадине наблюдаются погребенные или почти погребенные под делювием водоразделы между протоками р. Уюк, где лишь останцы скальных пород поднимаются над покровом рыхлых отложений. В настоящее время в северном предгорье восточной части Западного Саяна в речных долинах аккумулятивная пойма имеет значительную ширину, в долинах Усинской впадины также характерны широкие, заболоченные поймы. Напротив, в районах, испытывающих относительные современные поднятия, поймы или совсем не формируются, или являются эрозионными, что типично для зон, прилегающих к крупным глубинным разломам, которые пересекаются Енисеем.

Данные повторного нивелирования показали, что за период с 1907 по 1964 г. по долине р. Енисея от устья р. Ус до поселка Означенное наблюдаются дифференцированные тектонические движения в пределах отдельных блоков (Митропольский и Анищенко, 1964).

Выводы

История развития рельефа Западного Саяна восстановлена нами только в общих чертах.

В геосинклинальный период развития, охватывающий поздний протерозой — ранний палеозой, в Западном Саяне существовал длительно прогибавшийся геосинклинальный бассейн. В первой половине среднего кембрия в пределах Западного Саяна произошла инверсия большей части Западно-Саянского прогиба. На месте Джебашского и Куртушибинского антиклинорий существовали в это время поднятые участки суши, с которых сносился терригенный материал, накапливавшийся в прилегающем Западно-Саянском синклинории. В течение ордовика Западно-Саянский синклинорий испытывал интенсивное прогибание, на месте Джебашского и Куртушибинского антиклинорий продолжала существовать суша типа островных архипелагов. К началу нижнего силура окончательно оформилась и превратилась в сушу Куртушибинская зона поднятий. Геосинклинальный прогиб продолжал существовать только в Центрально-Саянской зоне, которая полностью изолируется от Северо-Тувинского пригеосинклинального прогиба. В конце раннего силура в связи с начавшимся общим поднятием Центрально-Саянского прогиба произошло сначала обмеление бассейна и накопление в нем грубообломочных осадков, затем полное преобразование всей территории Западного Саяна в сушу, т. е. прекращение геосинклинального этапа развития Западного Саяна.

Орогенный этап длился от раннего девона до ранней перми включительно. В это время Западный Саян представлял собой область поднятия и размыва, с которой сносился материал в прилегающие Южно-Минусинскую и Тувинскую межгорные впадины. В это время активные движения по зонам глубинных разломов обусловили заложение межгорных впадин типа Усинской. Кроме того, в конце нижнего девона произошло внедрение интрузий. В течение среднего девона Западный Саян представлял собой сильно расчлененную, интенсивно размываемую горную страну, превратившуюся к позднему девону в низкогорную область. В карбоне по зонам глубинных разломов в Западном Саяне происходили глыбовые движения, которые усложнили простые мульдообразные, антиклинальные структуры и к концу карбона создали все основные геологические структуры (на севере — Арбатский синклинорий, в центральной части — Джебашский антиклинорий и Западно-Саянский синклинорий, а на юге Куртушибинский антиклинорий). Впоследствии происходило только усложнение этих структур.

Об истории развития рельефа Западного Саяна в мезозое известно очень мало, так как осадки этого периода здесь не наблюдаются. Поэтому вполне можно считать, что исследуемая территория в системе Алтае-Саянской области в течение мезозоя испытывала этап денудационного выравнивания и представляла область преимущественного размыва и денудации, превратившие к концу мелового периода исследуемую территорию в выровненную и пенепленизированную страну с низкими горами.

В результате активизации тектонических движений, проявившейся с конца палеогена, более резко выделилась Южно-Минусинская межгорная впадина, испытывавшая общее опускание, и Западно-Саянская горная страна со сводово-блоковым поднятием. С этого времени начинается новейший орогенный этап развития Западного Саяна. В начальную червую стадию новейшего орогенного этапа (в конце палеогена в раннем неогене) вдоль палеозойских разломов произошло более резкое обособление Куртушибинского, Усинского, Центрально-Саянского, Березовского, Кантегиро-Борусского, Джойского и Означенско-

го блоков. С позднего неогена и в раннечетвертичную эпоху проявилась главная,— вторая стадия новейшего орогенного этапа, в течение которой наблюдались активные дифференцированные тектонические движения по блокам, что вызвало интенсивное эрозионное расчленение. В раннечетвертичное время сформировались все современные морфоструктуры Западного Саяна.

Этап экзогенного преобразования рельефа выделяется в среднепозднечетвертичную эпоху, когда были созданы ледниковые формы рельефа и комплекс террас. На этом этапе усиленный снос материала с гор компенсировался энергичной эрозией. В позднечетвертичное время восходящие движения продолжались в относительно замедленном темпе.

Наиболее активные современные движения проявляются в узких зонах, приуроченных к крупным региональным разломам на границе блоков, испытывающих дифференцированные новейшие тектонические движения.

ТУВА

Расположенная в самом центре огромного Азиатского материка, Тува обладает исключительной контрастностью природных особенностей, представляющих собой переплетение ландшафтных элементов Сибири и Центральной Азии. Новейшие тектонические движения огромного размаха создали систему глыбовых хребтов и крупных котловин.

Тува охватывает бассейн верхнего течения Енисея, правых притоков р. Тес-Хема и входит в пределы обширной Алтае-Саянской складчатой области. Занимаемая ею территория простирается с запада на восток более чем на 700 км и с севера на юг до 380—480 км.

Граница Тувы на западе, севере и востоке проходит в основном по водораздельным хребтам Западного и Восточного Саяна, имеющих высоты 2000—3000 м над уровнем моря. На юге граница протягивается по приподнятым равнинам и по возвышенностям Прихубсугулья и Хангайской горной страны. Граница с Алтаем проходит по хребтам Чихачева и Шапшалскому.

По мере развития народного хозяйства Тувинской АССР, ее геологическое строение и рельеф все больше привлекают внимание исследователей.

В основу данного очерка легли литературные, фондовые материалы и личные наблюдения автора.

ИСТОРИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые географические сведения о Туве появились в конце XVI—начале XVII в. В рукописном «Атласе Земель Российских», составленном С. У. Румянцевым, впервые был показан Енисей в пределах Тувы и упоминалась р. Камсара (Хамсара). В 1737 г. под руководством И. К. Кириллова издается «Атлас Всероссийской империи», где впервые показаны правильно верховья Енисея, рек Бий-Хема и Каа-Хема. Первым русским ученым, посетившим Туву, был П. А. Чихачев, который сообщил общие сведения о рельефе, геологии, растительном и животном мире бассейна Хемчик. Географические описания Тувы можно найти в работах участников Сибирской экспедиции, которую организовало Русское географическое общество в XVIII—XIX вв. Так, З. Л. Матусовский (1870) в своих работах дал орографический очерк южной части Тувы — Убсунурской котловины, Сингиленского нагорья, Куртушибинского хребта, долин рек Тес-Хем, Элегест, Улуг-Хем.

В 1876 г. Г. Н. Потанин, путешествуя по Монгольскому Алтаю, достиг оз. Убсу-Нур, впервые произвел топографическую съемку его берегов, а также нанес на карту хребет Танну-Ола, установив его связь с Хангайской системой гор через хребет Сангилен.

В 1907—1909 гг. под руководством инженера В. М. Родевича для установления возможности судоходства изучаются реки Улуг-Хем и

нижнее течение Бий-Хема. В 1909 г. ботаник В. В. Сапожников изучает юго-западную часть Тувы — район Монгун-Тайга. Он отмечает широкое распространение в этом районе следов древнего оледенения. В 1903 и 1914 гг. Туву посещает Г. Е. Грум-Гржимайло, который дает интересное описание природы, истории хозяйства и населения Тувы.

Таким образом, в дореволюционный период исследований Тувинской области сложились лишь самые общие сведения о характере рельефа.

В период существования Тувинской Народной Республики (1921—1944 гг.) ведущее место в изучении территории Тувы принадлежало Академии наук СССР. В 1923 г. в Туве работала геологическая экспедиция АН СССР под руководством И. П. Рачковского, которая обследовала Западный Танну-Ола, Убсунурскую котловину и верховья рек Бий-Хема и Каа-Хема. С 1934 г. вопросами геологии Тувы занимался В. А. Кузнецов, который составил первую обзорную геологическую схему юга Алтае-Саянской складчатой области, где были нанесены новые данные по тектонике Западной Тувы.

Изучением геоморфологии и четвертичных отложений занимались Г. И. Потанин (1883), Д. А. Клеменец (1892), В. А. Обручев (1936), С. В. Обручев (1946, 1950, 1953), И. С. Гудилин (1952), И. Г. Нордега (1959), Л. Д. Шорыгина (1961), Н. А. Ефимцев (1961), М. Г. Гросвальд (1965), Г. И. Рейснер и В. Н. Крестников (1965, 1966). Сотрудниками Всесоюзного аэрогеологического треста, ВСЕГЕИ, Красноярского геологического управления проводилась геологическая съемка 1:200 000 масштаба. Появилось большое количество региональных работ по геологии, тектонике, морфологии отдельных районов Тувы.

Наиболее интересные работы по кайнозойской истории Тувы связаны с изучением трех главных вопросов: оледенения, вулканизма и неотектоники.

Современное оледенение Тувы исследовалось Л. А. Ячевским (1888), Г. А. Стальновым (1925), А. Г. Вологдиным (1931), С. В. Обручевым (1946, 1955), Ал. и Ан. Федоровыми (1951), О. А. Богатиковым (1962), М. Г. Гросвальдом и В. И. Сильницкой (1964). В результате их работ стало известно четыре группы современных долинных и каровых ледников в Туве и в прилегающих районах Восточного Саяна. По картам, изданным в начале 50-х годов, Е. Н. Щербаксва (1958) подсчитала количество ледников и измерила их площадь. Согласно полученным ею данным, которые были подтверждены впоследствии И. Г. Нордегой (1962), в пределах Саяно-Тувинского региона насчитывается 17 ледников общей площадью 8,2 км².

Непосредственно на территории северо-восточной Тувы признаки деятельности ледников были описаны значительно позднее, чем в Восточном Саяне. Как отмечал М. Г. Гросвальд (1966), следы древнего оледенения в Тоджинской и Серлигхемской котловинах впервые были обнаружены в 1887 г. Саянской экспедицией Н. П. Бобыря (Ячевский, 1888). Спустя несколько лет ледниковый рельеф Тоджинской котловины описал ботаник П. Н. Крылов, совершивший в 1903 г. маршруты по долинам Бий-Хема, Хамсары, Азаса. Он указал на слабую разработанность долин современных рек, протекающих среди ледниковых образований Тоджинских морен. Участник английской экспедиции Карутерс (1914), посетивший северо-восточную Туву в 1909 г., также писал о древнем оледенении. В 1917—1918 гг. геолог финской экспедиции Хаузен обнаружил кары и ледниковые отложения на междуречье Бий-Хема и Каа-Хема. Перечисленные работы позволили В. А. Обручеву (1931) сделать вывод о существовании огромных ледников в Туве. Дополнительные материалы об оледенении дали исследования И. А. Молчанова (1934), З. А. Лебедевой (1938). С. В. Обручев (1950) описал в северо-восточ-

ной Туве сложный комплекс морен, водно-ледниковых отложений и типичных форм ледниковой скульптуры. И. С. Гудилин, А. Л. Додин и И. Г. Нордега (1952) на основании полевых исследований и дешифрирования аэрофотоматериалов определили положение краевой зоны древнего ледника. Они полагали, что ледники, спускавшиеся в Тоджинскую впадину со склонов Восточного Саяна и хребта Академика Обручева, формировались за счет фирна, образованного на участках древних поверхностей выравнивания. В центральной части Саяно-Тувинского нагорья различные авторы выделяют от одного до четырех оледенений. О двух оледенениях — покровном и горно-долинном — писали С. В. Обручев, З. А. Лебедева (1938), Н. Д. Соболев (1940). Однако И. С. Гудилин и И. Г. Нордега (1952) пришли к заключению, что на территории Тувы имеются следы лишь одного оледенения, которое они считали средне-позднечетвертичным.

Новые материалы позволили М. Г. Гросвальду утверждать, что в Северо-Восточной Туве максимальным было среднеплейстоценовое оледенение, которое отделялось от последующего межледниковья (Гросвальд, 1962, 1963).

Наряду с точкой зрения о двукратном оледенении Тувы были высказывания о трехкратности оледенения ее восточных районов, причем первому оледенению приписывался даже плейстоценовый возраст (Кушев, 1957). Некоторые исследователи гор Южной Сибири находили возможным говорить только о похолодании климата, но не допускали оледенения, основываясь на том, что горы не были подняты на достаточную высоту (Ламакин, 1962). Н. А. Ефимцев (1961) отрицал древнее оледенение Западной Тувы, относя к неледниковым те отложения, которые Л. Д. Шорыгина (1960) считала мореной.

Рассматривая проблему древнего вулканизма, многие исследователи считают, что в пределах Тувы на протяжении всей геологической истории наблюдались непрекращающиеся и фациально разнообразные проявления вулканизма, которые усиливались в периоды повышенной общей тектонической активности области. На территории Саяно-Тувинского нагорья кайнозойские базальты в различных местах Тувы изучались уже со второй половины прошлого столетия. Признаки юного базальтового вулканизма ранее всего были обнаружены в бассейне р. Оки и в Тувинской впадине; их изучали В. А. Обручев, И. Д. Черский, П. А. Кропоткин. Трещинные базальтовые излияния и молодые вулканические конусы в северной Монголии впервые были отмечены Д. А. Клеменцом (1897). О молодом вулканизме свидетельствуют находки базальтовых глыб в Хемчикской впадине у г. Шагонар (Пинус, 1952), базальтовые гальки в аллювии нижнего течения р. Хемчик (Шорыгина, 1960) и выходы базальтовых лав в западной части Уюкской впадины (Зайцев и Сажина, 1958). В 1879 г. Г. Н. Пестанин (1883) отметил развитие базальтов в долине р. Каа-Хема. Коренные выходы базальтов в Тоджинской котловине изучались П. Н. Крыловым (1903), В. С. Михеевым (1910), которые обнаружили в верховьях Бий-Хема обширные площади плоскогорий, покрытые базальтовыми лавами. В изучении базальтовых излияний в Тоджинской котловине большая заслуга принадлежит С. В. Обручеву, составившему карту распространения базальтов (Лурье, Обручев, 1948). Площадное изучение базальтов северо-восточной Тувы в широких масштабах развернулось в 1948—1949 гг., когда начались геолого-съёмочные работы Всесоюзного аэрогеологического треста. Результаты этих работ легли в основу представлений о вулканических формах рельефа Тувы (Гудилин, Додин и Нордега, 1952).

Н. А. Флоренсов (1960), обобщив данные о вулканизме Прибайкалья, прилегающего к Туве, показал, что все проявления вулканизма наблюдаются в придолинных понижениях и впадинах, т. е. извержения

происходили в одинаковой геоморфологической обстановке. По объему и площади излияния неогеновый вулканизм в Прибайкалье и Туве был гораздо интенсивнее четвертичного. Поэтому Н. А. Флоренсов и Э. М. Мурзаев (1952) писали о постепенном затухании вулканических процессов на территории Тувы в конце кайнозоя.

Петрографические исследования В. П. Еремеева (1963), сравнивающего базальты Каа-Хемской долины с юными лавами других районов Тувы и Восточного Саяна, доказали близость неогеновых и четвертичных лав по минералогическому и химическому составу. Г. А. Кудрявцев и И. И. Белостоцкий сделали вывод об однообразии состава «плато-базальтов» верховий Бий-Хема и Хамсары и об их сходстве с четвертичными долинными базальтами. Геологосъемочные работы 50-х годов, в которых принимал участие М. Г. Гросвальд (1965), позволили дополнить и пересмотреть старые представления о характере, масштабах и геологическом возрасте вулканических проявлений в кайнозое на территории Тувы.

В изучении проявления новейших тектонических движений в Туве интересные результаты дали исследования последних лет, в частности работы И. И. Белостоцкого (1959), И. С. Гудилина, А. Л. Додина, И. Г. Нордега (1952), С. Л. Кушева (1957), С. В. Обручева (1953), М. Г. Гросвальда (1965), В. Н. Крестникова и Г. И. Рейснера (1965, 1966) и др.

По многим вопросам стратиграфии кайнозойских отложений, новейшей тектоники и истории развития рельефа Тувы существуют серьезные разногласия между отдельными исследователями. Остаются неясными положение в разрезе и возраст озерных и красноцветных осадков Хемчикско-Тувинской и Убсунурской впадин, характер рельефа, существовавшего до начала этапа активизации, и особенности его эволюции на ранних стадиях этого этапа, роль оледенения в формировании рельефа.

Данная работа является первой попыткой обобщить имеющийся материал о развитии рельефа Тувы в историческом аспекте.

СОВРЕМЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ТУВЫ

Характерной особенностью рельефа Тувы является наличие высоких горных хребтов и нагорий, расположенных главным образом по ее окраинам и обрамляющих межгорные впадины (рис. 36).

Горные хребты и нагорья, возвышающиеся до 3000—3500 м абс. высоты, образуют две крупные дуги, обращенные к северу. Северная дуга состоит из сложной системы хребтов, нагорий, входящих в состав Западного и Восточного Саяна. Южная дуга по своему очертанию повторяет северную: ее составляют хребет Западный и Восточный Танну-Ола, примыкающий на юго-востоке к Сангиленскому нагорью. Между реками Бий-Хемом и Каа-Хемом протягивается третья орографическая дуга — система хребта академика Обручева. Между тремя основными орографическими дугами на различных гипсометрических уровнях 520—1200 м и располагаются Центрально-Тувинская, Тоджинская и другие депрессии, ограниченные сбросовыми линиями. В пределах депрессий наблюдаются более или менее обособленные котловины, разделенные горными перемычками, состоящими из расчлененных горных массивов, небольших хребтов и останцовых гор.

Наиболее крупной депрессией является Центрально-Тувинская, протягивающаяся в близком к широтному направлению между Западным Саяном и хребтом Танну-Ола, хребтом Академика Обручева и нагорьем Сангилен. Она образуется из крупных котловин: Хемчикской,

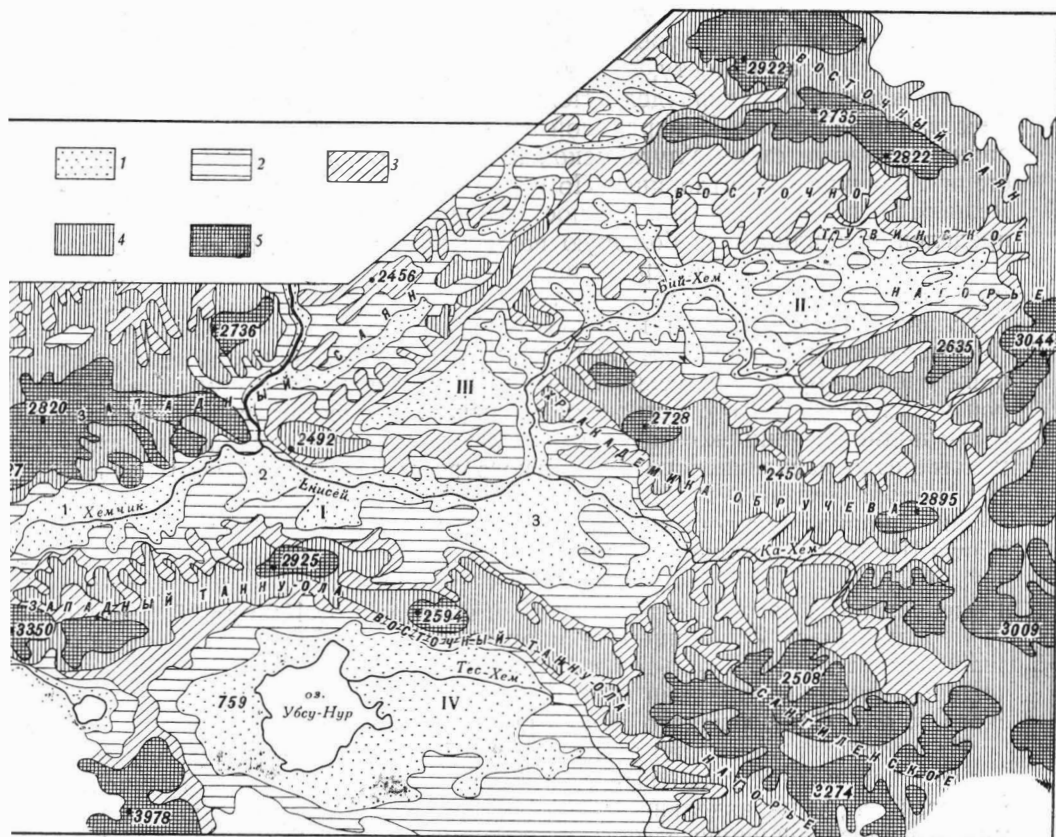


Рис. 36. Схема рельефа Тувы

1 — районы, имеющие абсолютные отметки уровня поверхности от 500 до 1000 м; 2 — то же, от 1000 до 1500 м; 3 — то же, от 1500 до 2000 м; 4 — то же, от 2000 до 2500 м; 5 — то же, свыше 2500 м
 I—IV — основные межгорные впадины: I — Центрально-Тувинская депрессия, осложненная Хемчикской (1), Улугхемской (2) и Кызыльской (3) впадинами, II — Тоджинская, III — Турано-Уюкская, IV — Убсунурская

Улугхемской, Шагонарской, Чаахольской и др., разделенных невысокими горными перемычками. К востоку Центрально-Тувинская депрессия сменяется Каахемским плоскогорьем, имеющим отметки около 1500—1800 м над уровнем моря.

Между Восточным Саяном и хребтом академика Обручева располагается Тоджинская депрессия, в пределы которой на западе входит Сигтигхемское плоскогорье. Южнее хребтов Танну-Ола в пределы Тувинской АССР заходит северная часть Убсунурской котловины, которая является составным элементом более крупной бессточной котловины Больших озер северо-западной Монголии.

Расположение Тувы в центре Азиатского материка, на границе с бессточным бассейном озерных котловин Северной Монголии, ее резко континентальный климат, высокое гипсометрическое положение (до 3500—4000 м) определили большое разнообразие как типов рельефа, так и географических ландшафтов. В распределении ландшафтов и присущих им геоморфологических процессов огромное значение имеют горы Западного Саяна и Танну-Ола, которые являются барьерами, улавливающими максимум осадков на своих северных и северо-западных склонах (Кузнев, 1957). Это особенно проявилось во время ледниковых эпох, обусловив аккумуляцию значительных масс льда на навет-

ренных склонах. Следы покровного и долинного оледенений сохранились в морфологии гор Тувы.

Хребты Цаган-Шибегу, Танну-Ола, нагорье Сангилен являются частью мирового водораздела между бассейном Ледовитого океана и бессточной областью Центральной Азии. Наибольшую площадь Тувы занимают сухие степи Улугхемской и Хемчикской впадин и пустынные степи Убсунурской котловины. По склонам хребтов эти ландшафты замещаются горнотаежными, горностепными, горнотундровыми. В распределении ландшафтов большую роль играет экспозиция склонов.

Разнообразный характер типов рельефа Тувы зависит от структурных особенностей и проявления тех или иных экзогенных процессов, обусловленных различием климатических факторов.

Высокогорный альпинотипный рельеф с современными ледниками приурочен к горному массиву Монгун-Тайга, расположенному в западной части исследуемого региона и возвышающемуся почти до 4000 м. У его подножья широко распространены ледниковые отложения. Элементы резко расчлененного альпийского рельефа в виде острых зубчатых водораздельных гребней, карлингов, каров и цирков, троговых долин широко распространены в пределах хребтов Шапшальского, Цаган-Шибегу, Западного Танну-Ола, Академика Обручева, Восточного Саяна и Прихубсугуля. Весьма типичны также среднегорные и высокогорные нагорья с абсолютными высотами от 1600 до 3500 м, характеризующиеся сочетанием обширных равнинно-холмистых водоразделов с отдельными гольцовыми вершинами, нагорными террасами, чашеобразными верховьями речных долин. Таков облик рельефа Алашского плато, Сангиленского нагорья, Восточного Танну-Ола.

Низкогорный эрозионно-денудационный рельеф с четкими водоразделами наиболее хорошо выражен в пределах Центрально-Тувинской депрессии на водораздельных участках между внутренними котловинами. Это плосковершинные горы внутренних частей Хемчикской, Улугхемской, Кызыльской впадин.

Низкогорный сильно расчлененный рельеф с острыми скалистыми вершинами распространен по краям долин некоторых рек на участках с моноклинальным падением горных пород. Среди делювиально-пролювиальных и аллювиальных равнин встречаются обширные песчаные массивы, навеянные господствующими северо-западными ветрами (например, к югу от г. Кызыла, к западу и к юго-востоку от г. Шагонара, по левобережью р. Каа-Хем).

Гидрографическая сеть Тувы относится к бассейну Енисея и бассейнам бессточных впадин Центральной Азии. Главной водной артерией является Енисей (Улуг-Хем, или Верхний Енисей) и составляющие его Бий-Хем и Каа-Хем. Длина Бий-Хема около 560 км. Ниже устья р. Систиг-Хем р. Бий-Хем на протяжении 60 км дробится на массу рукавов («Сорок Енисеев», как называет этот участок местное население), что обусловлено погружением этого района. Одним из наиболее крупных притоков верхнего течения Енисея является р. Хемчик (длина 310 км), долина которой в верховьях имеет троговую форму. Левые притоки Хемчика имеют узкие долины, глубоко врезанные в поверхность Алашского плато; правые — широкие долины, по дну которых реки растекаются на несколько потоков.

На юге Тувы, в Убсунурской котловине, в широкой заболоченной долине протекает р. Тес-Хем. Образуя обширную заболоченную дельту, она впадает в горько-соленое оз. Убсу-Нур, расположенное на высоте 759 м над уровнем моря. В связи с преобладанием степных и местами полупустынных ландшафтов реки, выходя из горных долин на равнину, образуют обширные конусы выноса. Древние конусы северного склона Танну-Ола достигают нескольких километров в ширину.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТУВЫ

Общий план и характер современного рельефа Тувы сложился в результате длительной истории развития. В настоящее время Тува представляет собой область возрожденных глыбово-блоковых горных массивов и межгорных впадин (рис. 37).

В развитии современных морфоструктур особую роль играют разломы. К глубинным разломам, следуя А. В. Пейве (1945) и В. А. Кузнецову (1948), мы относим зоны подвижного сопряжения, обособляющие современные морфоструктуры, которые выражены в виде тектонических блоков, испытавших многократные перемещения относительно друг друга как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

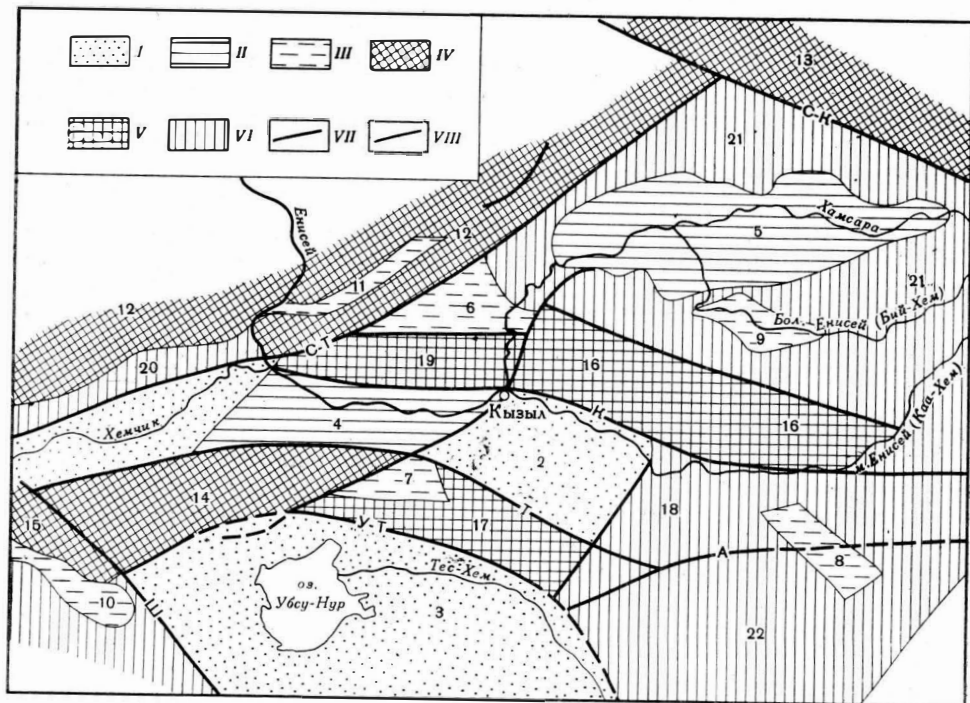


Рис. 37. Обзорная схема основных морфоструктур Тувы

I—III — отрицательные морфоструктуры — межгорные впадины: *I* — межгорные впадины, приуроченные к синклиналям и мульдам: Хемчикская (*1*), Кызыльская (*2*), Убсунурская (*3*); *II* — межгорные впадины, образованные на месте опустившихся тектонических блоков в пределах антиклинальных структур и древних массивов с преобладанием восходящих тектонических движений: Удугхемская (*4*), Тоджинская (*5*); *III* — межгорные впадины, образованные на месте опустившихся тектонических блоков: Турано-Уюкская (*6*), Элегестовская (*7*), Терехольская (*8*), Серлиг-Хемская (*9*), Каргинская (*10*), Усниская (*11*);

IV—VI — положительные морфоструктуры — «возрожденные» блоковые горы: *IV* — глыбовые, высокогорные и среднегорные расчлененные массивы, образованные на месте интенсивно поднимающихся тектонических блоков: Западно-Саянский (*12*), Восточно-Саянский (*13*), Западно-Таннуольский (*14*), Шапшалский (*15*);

V — глыбовые, высокогорные, менее расчлененные массивы с выровненными вершинными поверхностями, с внутренними депрессиями, образованные приподнятыми тектоническими блоками: Восточно-Таннуольский (*17*), Обручевский (*16*), Уюкский (*19*); *VI* — высокогорные плато и нагорья, образованные приподнятыми тектоническими блоками: Алашское (*20*), Восточно-Тувинское (*21*), Каахемское (*18*), Сангиленское (*22*);

VII — основные глубинные разломы, ограничивающие морфоструктуры: *С—Т* — Саяно-Тувинский, *С—К* — Сисимо-Казырский (Восточно-Саянский), *К* — Каахемский, *Т* — Таннуольский, *А* — Агордагский, *У—Т* — Убсунур-Таннуольский, *III* — Шапшалский;

VIII — прочие разломы

Перемещения по этим швам приводили к резким относительным поднятиям или опусканиям смежных блоков. Глубинные разломы как в Туве, так и во всей Алтае-Саянской области (Кузнецов, 1948) проявляются в форме зон смятия, интенсивной расщепки и метаморфизма, в виде глыбовых надвигов и взбросов, в виде простых и ступенчатых сбросов с оперяющимися, ответвляющимися региональными разломами, образованными в результате опускания микроблоков.

Как крупные структуры глубокого заложения, разломы в Туве проявляются на поверхности в виде прямолинейных или дугообразных линейных элементов, протягивающихся на десятки и сотни километров. Иногда они приобретают сложное строение в виде серий перерывающихся, кулисообразно расположенных нарушений. Наиболее активные новейшие тектонические движения в Туве приурочены к широтной системе разломов. С. В. Обручевым (1946), В. П. Нехорошевым (1950), Н. С. Зайцевым (1947, 1950), А. И. Левенко (1950), В. А. Кузнецовым (1952) это обстоятельство не раз подчеркивалось.

В формировании современных структур Тувы большую роль оказали проявления новейших движений в зонах глубинных разломов, которые в настоящее время четко выражены в рельефе. Это Саяно-Тувинская, Восточно-Саянская, или Сисимо-Казырская, Каахемская, Северо-Таннуольская, Шапшальская, Агордагская и Южно-Таннуольская, или Убсунуро-Таннуольская, зоны глубинных разломов.

Саяно-Тувинская зона является самой сложной системой глубинных разломов. В ее пределы входит серия разломов различной активности: Алашский, Хемчикский, Куртушибинский, Бурский, Уюкский, Саяно-Тувинская зона глубинного разлома имеет северо-восточное простирание, ограничивая южную часть Западного Саяна от Центрально-Тувинской депрессии. Саяно-Тувинский разлом прослеживается с перерывами около 200 км от верховьев р. Хемчик до правобережья Енисея. В северо-восточном направлении он имеет сложное строение и представляет собой серию кулисообразно расположенных нарушений. Зона Саяно-Тувинского глубинного разлома фиксировалась уже в кембрии (Кузнецов, 1949; Зайцев 1950). В ордовике по нему произошли разграничения на собственно Тувинскую и Западно-Саянскую складчатые зоны. В девоне Саяно-Тувинская зона разломов разграничила Усинскую впадину от Тувинского прогиба. О жизни этой зоны в более позднее время (в конце палеозоя и в мезозое) почти ничего не известно, так как соответствующего возраста породы здесь отсутствуют. Но приуроченность многих ртутных рудопроявлений к разломам Саяно-Тувинской зоны указывает на ее мобильность и в это время. В кайнозое дифференцированные движения по Саяно-Тувинскому разлому еще раз возобновились и привели к резкому обособлению Тувинских впадин от прилегающего Западного Саяна.

Восточно-Саянская, или Сисимо-Казырская, зона глубинных разломов расположена в северо-восточной части исследуемого региона. Вдоль нее резко разграничивается высокогорный рельеф Восточно-Саянского хребта и более низкого Восточно-Тувинского нагорья, постепенно переходящего в прилегающую Тоджинскую впадину.

Каахемская зона глубинных разломов прослеживается в восточной части Тувы на протяжении 250 км. Она четко выражена в рельефе, так как к ней приурочена долина р. Каа-Хема. Каахемский разлом шириной 15—20 км протягивается из района верховий р. Тапсы в район среднего течения р. Дерзига в виде линейной зоны смятия, где широко развита сложная сеть относительно крупных и мелких разрывных нарушений, к которым приурочены базальты (Пинус, Кузнецов, Волохов, 1955; Леонтьев, 1956). Новейшие тектонические движения в пределах Каахемского разлома определили обособление и блоковое строение

рельефа. В пределах наиболее приподнятых блоков Каахемской зоны глубинных разломов наблюдается альпийский резко расчлененный рельеф с абсолютной высотой 1900—2650 м.

В менее приподнятых блоках Каахемской зоны развит среднегорный резко расчлененный рельеф с реликтами древней денудационной поверхности и с абсолютными высотами от 1300 до 1900 м при относительных превышениях до 600 м. Долины имеют V-образный профиль. Большинство речных долин приурочено к разломам, что проявляется в прямолинейности, крутизне склонов, присутствии террас.

В блоках, испытавших незначительные поднятия или относительные опускания, в пределах Каахемской зоны в основном развит низкогорный рельеф, сопряженный с рельефом делювиально-пролювиальных шлейфов.

Северо-Таннуольская зона длительно живущих глубинных разломов, заложенная в кембрии, протягивается в широтном направлении, отделяя Хемчикскую и Улугхемскую впадины от Таннуольского хребта. Общая протяженность ее превышает 100 км. В пределах Северо-Таннуольской зоны выделяется пересекающаяся система подчиненных региональных разломов субширотного и северо-западного простираний. К разломам северо-западного простирания в основном приурочены долины боковых притоков Хемчика — рек Чирганы, Шеми, Хандергей и Чадан. Все зоны разломов контролируются трещинными интрузиями. Интенсивные подвижки, приведшие к поднятию отдельных блоков, происходили в конце силурийского периода. Морфологически широтные разломы выражены в современном рельефе в виде уступов, разделяющих области развития низкогорного, среднегорного и высокогорного рельефа.

Зона Шапшальского глубинного разлома расположена в области сопряжения Западно-Саянского и Шапшальского хребтов и Тувинской депрессии, являясь как бы стыком структур каледонской и салаирской складчатости. В раннем и среднем кембрии вдоль Шапшальского глубинного разлома происходили интенсивные излияния лав. В позднем ордовике, в эпоху каледонской складчатости, Восточно-Шапшальский разлом являлся швом, отделявшим Горно-Алтайскую складчатую структуру северо-западного простирания от одновозрастных структур Западного Саяна, имевших северо-восточное простирание, и от переработанных окраин Западно-Тувинского массива. В конце третичного — начале четвертичного периода на границе Горного Алтая с Тувой, примерно вдоль оси Шапшальской зоны глубинного разлома, возникло широкое глыбовое Шапшальское поднятие северо-западного простирания, поперечное к оси Западного Саяна и Хемчикской впадины.

Агордагская зона глубинных разломов расположена в восточной части исследуемого района. Она отделяет Каахемское нагорье от более высокого Сангиленского, в котором уступом до 200—300 м высоты выражен Аржанский разлом меридионального направления, ограничивающий на востоке Терехольскую котловину. К уступу приурочены выходы горячих источников.

Южно-Таннуольская, или Убсунуро-Таннуольская зона глубинного разлома протягивается в широтном направлении, отделяя Убсунурскую впадину от Западного и Восточного Танну-Ола. Имел общую протяженность более 100 км, она, как и Северо-Таннуольская, развивалась в течение длительного времени. Тектонические движения по этому разлому проявляются до настоящего времени; это привело к деформации террасовых уровней, дислоцированности третичных и четвертичных отложений и т. п. (Шорыгина, 1957; Рейснер, 1965).

Таким образом, отмеченные выше основные зоны глубинных разломов предопределяли развитие современных структур Тувы. В современ-

ном рельефе, по нашему мнению, можно выделить следующие типы морфоструктур: 1) межгорные впадины с мелкопочными останцовыми возвышенностями, приуроченные к синклинали и мульдам (Хемчикская, Кызыльская, Убсунурская); 2) межгорные впадины, образованные на месте погруженных блоков, в пределах антиклинальных структур (Улугхемская, Тоджинская); 3) межгорные впадины, образованные на месте опустившихся блоков в приразломных зонах (Турано-Уюкская, Элегестовская, Терехольская, Серлигхемская, Каргинская) (см. рис. 37); 4) глыбовые высокогорные и среднегорные расчлененные массивы, образованные на месте интенсивно поднимающихся тектонических блоков (Западно-Саянский, Западно-Таннуольский, Шапшальский); 5) глыбовые среднегорные, слабо расчлененные массивы с выровненными вершинными поверхностями, соответствующие приподнятым тектоническим блокам (Восточно-Таннуольский, Обручевский, Уюкский); 6) высокогорные плато и нагорья, образованные сильно приподнятыми тектоническими блоками (Алашское, Восточно-Тувинское, Каахемское, Сангиленское нагорье).

Межгорные впадины, приуроченные к синклиналям и мульдам. *Хемчикская впадина* шириной 40—50 км вытянута с юго-запада на северо-восток почти на 250 км. С северо-запада она ограничена тектоническим уступом, проходящим вдоль Саяно-Тувинского глубинного разлома. Отметки ее поверхности изменяются от 650 до 900 м абс. высоты. Она расположена в пределах Хемчикского синклинория, заполненного мощной толщей силурийских сланцев и песчаников. Дно впадины представляет собой аллювиальные равнины, отвечающие террасам правых притоков Хемчика. Из-под покрова аллювия выступают северные отроги Западного Танну-Ола в виде мелкопочных останцовых гор, образующих водоразделы между притоками Хемчика. На протяжении всей истории своего развития Хемчикская впадина являлась областью аккумуляции. Палеогеновые отложения здесь представлены пролювиальными, неогеновые — озерно-болотными фациями, миоцен-раннечетвертичные — бурыми галечниками, средне- и позднечетвертичные — аллювиальными отложениями.

Кызыльская впадина длиной около 100 км расположена в Центральной части Тувы, она занимает восточную часть Центрально-Тувинской депрессии, ограничиваясь с юга сбросовым уступом хребта Восточного Танну-Ола. Как отрицательная морфоструктура, Кызыльская впадина приурочена к сложно построенному Кызыльскому тектоническому прогибу, заполненному юрскими угленосными отложениями мощностью до 1500 м (Лосев, 1955). Выходы палеозойских пород и гранитов в краевых частях впадины создают отдельные «островные» возвышенности с относительными превышениями 600—800 м. В понижениях, особенно в переглубленных древних долинах, встречаются красноцветные и бурочетные плиоцен-раннечетвертичные отложения. Абсолютные высоты дна Кызыльской впадины колеблются от 550 до 700 м. Рельеф дна впадины представляет увалистую денудационную равнину, на которой наблюдаются эоловые бугры, и гряды, древние сухие долины, ориентированные в северном или северо-западном направлении, придающие впадине своеобразный морфоскульптурный облик. В пределах Кызыльской впадины лежит ряд бессточных котловин с солеными озерами (Халын, Чедыр и др.).

У подножья хребта Восточный Танну-Ола проходит тектоническая депрессия, в пределах которой расположено оз. Чагытай и долины рек Мажалык и Меджегей. В цоколях террас обеих рек встречаются неогеновые красные глины, залегающие на сильно выветрелых гранитах. Кроме того, в пределах впадины широко распространены бурые аллювиально-пролювиальные плиоцен-раннечетвертичные отложения и средне-

позднечетвертичные аллювиальные отложения среднего и низкого комплекса террас.

Долина Енисея здесь имеет хорошо выраженные аккумулятивные пойму и террасы с высотами 5—6, 8—12 и 25—30 м, что говорит о возобновлении опускания в течение четвертичного периода.

Убсунурская впадина, лежащая к югу от хребта Танну-Ола, граничит с ним по Убсунуро-Таннуольскому разлому. В геологическом отношении Убсунурская впадина является северной частью котловины Больших озер Западной Монголии, расположенной между складчатыми областями Монгольского Алтая и Хангая. В строении впадины участвуют палеогеновые, неогеновые озерно-аллювиальные, неоген-раннечетвертичные и четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения общей мощностью до 1000 м. Абсолютные отметки Убсунурской впадины колеблются в пределах 750—1200 м. На севере впадины у подножья хребта Танну-Ола расположены делювиально-пролювиальные шлейфы и конусы выноса рек. Река Тес-Хем и ее правые притоки, стекающие с Сангиленского нагорья, имеют широкую долину (от 2 до 4 км), занята с поймой и первой террасой высотой в 10—15 м. Террасы рек, стекающих с хребта Танну-Ола и пересекающих шлейфы и конусы выноса, имеют 30—40 м высоты, а на реках Деспен и Холу, где они являются цокольными, высота их достигает 100 м. Аккумулятивные террасы высотой 15—20, 8—12 и 3—3,5 м в долине р. Холу вложены в конус выноса, сложенный дислоцированными третичными отложениями (Зайцев, 1946). Все эти факты обусловлены продолжающимся поднятием хребта Восточного Танну-Ола по широтному разлому вдоль его южного склона при относительно погружении Убсунурской впадины.

Межгорные впадины, образованные погруженными блоками в пределах антиклинальных структур. *Улугхемская впадина* соответствует Улугхемской антиклинальной структуре, которая в настоящее время является основой опущенной блоковой морфоструктуры. В Улугхемской впадине юрские осадки залегают на девонских и карбоновых осадочных породах. Наиболее полные разрезы юры имеются в центральной части впадины, где их мощность — 1500 м (Лосев, 1955). Распространение более молодых мезозойских отложений в Улугхемской впадине неизвестно. Дно впадины выполнено четвертичными отложениями, и только в понижениях древних долин скважинами выявлены миоцен-плиоценовые осадки (Рейснер, 1956). Вдоль окраин окружающих гор лежат широкие делювиальные шлейфы, сливающиеся с поверхностью первой аккумулятивной террасы р. Чаа-Холь. Сложное строение комплекса террас Енисея на участке Улугхемской впадины свидетельствует о частой смене нисходящих движений восходящими.

Тоджинская впадина расположена на северо-востоке Тувы. Дно впадины лежит на абсолютных высотах 740—840 м, тогда как окружающие ее горы превышают 2500 м, отделяясь серией глубинных разломов, из которых наиболее значительны на западе Систигхемский, или Восточно-Саянский, на юге — Азасский. Палеозойские породы во впадине в основном перекрыты четвертичными базальтами и осадочными породами, и только в отдельных районах под базальтами встречаются миоцен-плиоценовые отложения древних долин (Гросвальд, 1965). Для Тоджинской впадины характерно чередование широких долин, обработанных ледником с невысокими увалистыми водоразделами, вытянутыми с востока на запад. Обилие озер в долинах, а кое-где и на водоразделах придает Тоджинской впадине облик озерной страны. Обильные следы ледникового воздействия (котловины выпавивания, поля моренных и флювиогляциальных отложений, развитые на междуречных пространствах на высоте до 100—200 м над уровнем рек) указывают на большие масштабы оледенения в этом районе.

Межгорные впадины, образованные на месте опустившихся тектонических блоков в приразломных зонах. Границы этих впадин приурочены к разломам и поэтому четко выражены в рельефе, хотя впадины имеют небольшие площади, будучи заняты озерами или долиной какой-то одной реки. Все впадины рассматриваемой группы развивались в течение длительного периода, испытывая нисходящие движения.

Турано-Уюкская впадина, расположенная между Куртушибинским и Уюкским хребтами, в структурном отношении лежит в пределах Туранского прогиба, заполненного слабометаморфизированными отложениями верхов ордовика, силура, девона и карбона; отложения более молодые, за исключением неоген-четвертичных, здесь неизвестны (Рейснер, 1965). С северо-запада и юго-запада впадина ограничена рядом разломов, являющихся «оперением» Саяно-Тувинского глубинного разлома. Длина впадины — 90 км, абсолютные отметки около 800 м. Окружающие горы возвышаются на 1000—1300 м. На дне впадины среди слабо-волнистой поверхности, сложенной неогеновыми озерно-аллювиальными отложениями, лежит долина р. Уюк.

Элегестовская впадина расположена на стыке Западного и Восточного Танну-Ола. Эта впадина является грабеном и ограничена системой перекрещивающихся ветвей Северо-Таннуольского и Убсунуро-Бийхемского разломов. К ней приурочена Элегестовская долина с широкими аккумулятивными террасами, в цоколях которых часто встречаются красно-бурые неоген-раннечетвертичные отложения.

Терехольская впадина, расположенная в пределах Каахемского нагорья, соответствует очертаниям опустившегося тектонического блока. Ее наиболее пониженная часть занята озером Тере-Холь. Строение впадины малоизвестно. В ледниковое время Терехольская впадина представляла собой ледом, питающий долинные ледники. В настоящее время она является областью накопления рыхлых отложений, сносимых с окружающих гор.

Серлигхемская впадина, являющаяся грабеном, расположена в пределах Восточно-Тувинского нагорья. Судя по строению вещественного состава и сохранности обломочного материала юрских отложений, она заложена в мезозое и всегда отличалась замкнутостью. Отложения палеоген-неогенового времени в ее пределах не обнаружены. В настоящее время эта впадина занята долиной р. Серлигхем с комплексом аккумулятивных террас, свидетельствующих о спокойных нисходящих движениях.

Каргинская впадина, представляющая собой опущенный блок-синклиналь вдоль разлома, отделяет хребет Цаган-Шибету от горного массива Монгун-Тайга. В структурном отношении впадина находится в пределах Каргинской грабен-синклинали, ограниченной серией разломов и сложенной верхнесилурийскими, девонскими, юрскими и кайнозойскими отложениями. Мощность юрских отложений в отдельных местах достигает 1600—1900 м (Волонтей, 1962). В настоящее время Каргинская впадина расположена на абсолютной высоте 2200 м, объединяя долину р. Каргы и Джулукуйскую впадину, которые заполнены ледниковыми отложениями.

Значительную площадь исследуемой территории Тувы занимают положительные морфоструктуры, выраженные в современном рельефе в виде возрожденных блоковых гор.

Глыбовые высокогорные и среднегорные массивы, образованные на месте интенсивно поднимающихся тектонических блоков. *Западно-Таннуольский хребет* является горстом, образованным на месте синклинали, заполненной толщей позднепалеозойских отложений. *Западно-Таннуольский*

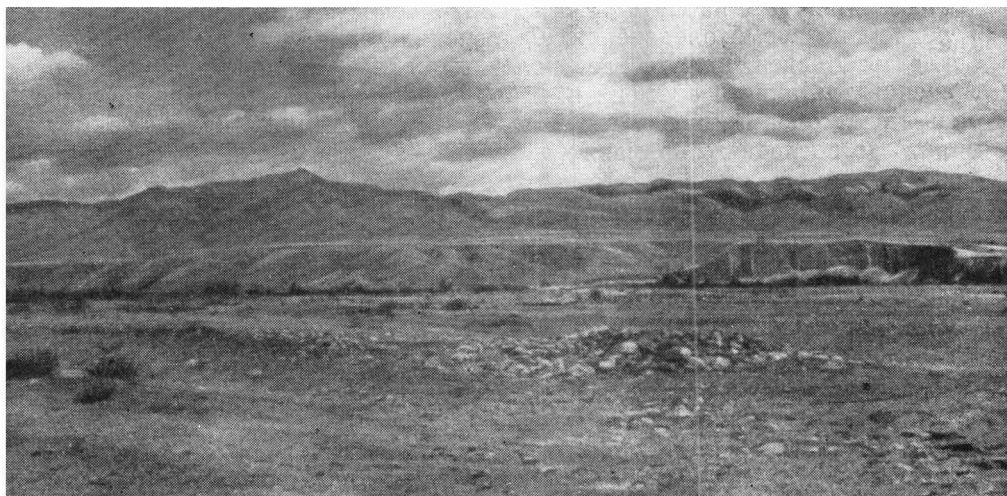


Рис. 38. Северная окраина Убсунурской впадины, предгорные делювиально-пролювиальные шлейфы южных склонов Восточно-Таннуольского хребта, подмываемые рекой Тес-Хем. Фото Л. К. Зятыковой

хребет состоит из гольцовых гребней высотой 2800—2900 м с крутыми склонами и глубокими долинами. Здесь нет значительных участков выровненных вершинных поверхностей и продольных депрессий с равнинным рельефом. От Хемчикской впадины на севере Западный Танну-Ола отчленен ступенчатыми уступами, отвечающими зоне Шуйского и Актоврацкого глубинных разломов. В сторону Убсунурской впадины среднегорный сильно расчлененный рельеф Западного Танну-Ола сменяется низкогорным.

Шапшальское горное поднятие в структурном отношении представляет собой горст. По характеру проявления новейших и современных тектонических движений Шапшальский горный массив относится к районам устойчивых, постоянных интенсивных поднятий (Девяткин, 1963). Шапшальский хребет имеет альпийский, сильно расчлененный рельеф с абсолютной высотой более 3500 м, несущий современные небольшие ледники. К юго-востоку Шапшальский хребет переходит в хребет Цаган-Шибету с абсолютными высотами до 3200—3350 м.

Глыбовые среднегорные, менее расчлененные массивы с выровненными вершинными поверхностями и с внутренними депрессиями, образованными приподнятыми тектоническими блоками. *Восточно-Таннуольский хребет* расположен между Кызыльской и Убсунурской впадинами и является в структурном отношении горст-антиклинорием, сложенным главным образом эффузивными кембрийскими толщами с интрузиями гранитов. Это средневысотный хребет (2400—2900 м) с пенепленизированными вершинными поверхностями, ограниченными резко выраженными тектоническими уступами, соответствующими Северо-Таннуольскому и Южно-Таннуольскому, или Убсунурскому, глубинным разломам. У южного подножья местами развиты шлейфы пролювиальных отложений (рис. 38). В Восточно-Таннуольском хребте наблюдается ряд депрессий-грабен, приуроченных к внутренним разломам, например Карахольская и Деспенская, заполненные дислоцированными кайнозойскими отложениями. Дно Карахольской депрессии с оз. Кара-Холь имеет слабо расчлененный равнинный характер, лежит на абсолютной высоте 1500—1600 м. Депрессия ограничена высокими и крутыми скло-

нами. Замкнутый характер депрессии способствовал превращению ее в ледоем во время оледенения. Деспенская депрессия, по которой протекает р. Деспен, имеет более пологие склоны. Дислоцированность отложений третичного времени и деформация террасовых уровней свидетельствуют об активности тектонических движений, проявляющихся вплоть до последнего времени (Зайцев, 1947; Шорыгина, 1960; Рейснер, 1965).

Хребет Академика Обручева высотой 2500—2700 м является горстовой структурой, ограниченной на севере Азасским, а на юге Каахемским глубинными разломами. Хребет на западе слагается из ряда отдельных сильно расчлененных, альпийского типа хребтов Отту-Тайга, Таскыл, Тумат-Тайга, разделенных узкими долинами рек Улуг-О, Биче-О, приуроченных к Охемской впадине (Кушев, 1957). Слабо всхолмленное дно этой впадины, осложненное ледниковыми отложениями, находится на абсолютной высоте 1500—1700 м. Центральная часть хребта Академика Обручева с абсолютными высотами 2000—2600 м характеризуется широкими (до 3—5 км) выровненными водоразделами. Северные склоны хребта местами круто обрываются к Серлигхемской котловине, южные склоны постепенно снижаются к Каахемскому плоскогорью. Речные долины хребта имеют троговый характер, замыкаясь карами. На протяжении новейшего орогенного этапа хребет Академика Обручева испытывал устойчивые восходящие движения значительной скорости, так что врезание рек не всегда успевало за ним, поэтому местами возникали подпрудные водоемы (например, в бассейне р. Бий-Хем).

Уюкский хребет с абсолютной высотой от 1800 до 2300 м является горстовым отрогом Куртушибинского антиклинория, отделяющего Турано-Уюкскую впадину от Кызыльской. На севере он ограничен Бурским разломом (ответвлением Саяно-Тувинского разлома), на юге — продолжением Каахемского глубинного разлома. Водораздельная часть Уюкского хребта имеет выровненный, слабо всхолмленный рельеф, и только вдоль продолжения Каахемского разлома резко снижается к прилегающей Улугхемской, или Шагонарской, впадине. Небольшие высоты, незначительное расчленение рельефа и наличие выровненных поверхностей с заболоченными депрессиями — все это говорит о слабых поднятиях.

Высокогорные плато и нагорья, образованные приподнятыми тектоническими блоками. К морфоструктурам этого типа мы относим выровненные высокогорные Алашское, Восточно-Тувинское, Каа-Хемское плато и Сангиленское нагорье, большей частью развитые на древних докембрийских массивах Тувы.

Алашское плато с абсолютными высотами 1500—1800 м представляет собой высокую каменистую равнину с отдельными гольцовыми вершинами, расчлененную глубокими речными долинами рек Алаш и Ак-Суг. В прошлом этот район был одним из центров оледенений. В пределах Алашского плато особенно широко развиты участки древних сухих ложбин, расположенных в зонах тектонических нарушений, и участки древней гидрографической сети, частично использованные современными реками.

Восточно-Тувинское нагорье занимает самую обширную восточную часть Тувы. В геологическом отношении оно представляет собой зону сочленения Восточно-Саянского докембрийского массива с более молодыми складчатыми сооружениями. Это очень сложно построенное нагорье с массой внутренних впадин и хребтов, абсолютные отметки которых достигают 2635—3044 м.

Каахемское нагорье некоторыми исследователями выделяется как котловина (Гросвальд, 1965), что нам кажется не совсем верным, так

как оно охватывает бассейн р. Каа-Хем, южные склоны хребта Академика Обручева и северные отроги Сангиленского нагорья с абсолютными отметками 1800—2500 м. Нагорье представляет собой сильно расчлененную средне-горную горстовую страну с относительными высотами от 500 до 800 м. С востока на запад она пересечена долиной р. Каа-Хем. В долинах и обширных котловинах — грабенах типа Терехольской, сохранились следы ледниковой деятельности. В пределах Каа-Хемского нагорья по Каа-Хемскому глубинному разлому проявились излияния четвертичных базальтов.

Сангиленское нагорье, расположенное в юго-восточной части Тувы, состоит из нескольких антиклинальных и синклинальных структур, сложенных породами протерозоя и кембрия, прорванных гранитными интрузиями и разбитых серией крупных и мелких разломов на горы, испытавшие поднятия различной интенсивности. В пределах Сангиленского нагорья образовалась мозаика среднегорных альпийских хребтов и выровненных гольцовых массивов с глубоко врезанными в них речными долинами (Гудилин, Додин, Нордега, 1952; Белостоцкий, 1958). Главный водораздельный хребет, возвышающийся до 2500—3200 м абс. высоты, имеет преимущественно сглаженные гольцовые вершины, иногда сменяющиеся резкими расчлененными гребнями. Южный склон расчленен речной сетью на ряд боковых отрогов. Реки в своем верхнем течении протекают по хорошо выраженным троговым долинам, начинающимся ледниковыми цирками и карами. Прорезая Сангиленское нагорье, долины рек Эрзин и Нарын суживаются и местами имеют вид ущелий. По характеру проявлений новейших тектонических движений Сангиленское нагорье относится к районам интенсивных поднятий. Его центральная зона состоит из ряда ступеней в основном северо-западного простирания, оконтуренных разрывными нарушениями.

В целом современный рельеф Тувы имеет черты сочетания молодых и древних форм рельефа. Своим происхождением он обязан неотектоническим движениям, превратившим поверхность Тувы в высокогорную страну с внутренними межгорными впадинами, где наряду с преобладанием форм «обновленного» рельефа широко распространены реликты древнего рельефа.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ТУВЫ

Геосинклинальный этап развития

Геосинклинальный этап развития рельефа Тувы охватывает конец протерозоя, кембрий и силур.

На месте восточной половины Тувы, в пределах нагорья Сангилен, в протерозое существовал обширный бассейн с геосинклинальным режимом накопления осадков. В результате интенсивной складчатости в конце протерозоя восточная часть Тувы вышла из-под уровня моря и превратилась в жесткий массив — сушу. В дальнейшем эта область в основном испытывала воздымание и на все последующие тектонические напряжения реагировала расколами по разломам, образованием блоков, которые испытывали дифференцированные тектонические движения.

В Западной части Тувы в палеозое продолжалось накопление мощных толщ осадков. Кембрийская геосинклинальная зона Западной Тувы, как считал А. И. Левенко (1950), была заложена в процессе погружения докембрийского основания западной части Тувы. В период ее формирования проявились мощные излияния основных лав. Наличие рифовых известняков и конгломератов в осадках кембрия Восточного

Танну-Ола свидетельствует о большом количестве островов в пределах геосинклинального Тувинского бассейна.

В результате раннекаледонского цикла тектогенеза кембрийская геосинклинальная зона Тувы, причленяясь к восточной части, превратилась в жесткий массив, но еще сохранила тенденцию к погружению. В последующее время Тува в результате проявления тектонических движений по разломам раскололась на ряд дифференцированно движущихся глыб. В частности, в позднесилурийское время трансгрессией мелкого моря была охвачена территория бассейна Бий-Хема и Каа-Хема. В ордовике вдоль Саяно-Тувинского разлома, заложенного еще в кембрии, образовалась глубокая и узкая геосинклинальная впадина, в которой накапливались мощные толщи конгломератов, песчаников, алевролитов.

Для всего геосинклинального периода развития характерно дугообразное расположение складчатых зон, особенно раннекаледонских (салаирских), обращенных выпуклостью на северо-запад и облегающих ранее консолидированный Тувинский массив. Более молодые складчатые дуги приспособлялись к очертаниям консолидированных сооружений (Кузнецов, 1954). В процессе формирования складчатых структур определенные территории последовательно переходили в относительно консолидированное состояние, превращаясь в области сноса.

Орогенный этап развития

Со среднего палеозоя до конца мезозоя наблюдалось своеобразное развитие структуры, которое одними исследователями считается платформенным, другими — орогенным.

В раннем девоне в Туве происходило ослабление восходящих движений, увеличились площади, испытывавшие относительное опускание. В позднем палеозое к югу от Западно-Саянского поднятия продолжал существовать Тувинский прогиб, осадки которого были смяты в складки в конце перми. В течение всего палеозоя развивались Саяно-Тувинский и другие разломы, служившие границами между крупными структурами Тувы. В раннем карбоне, как установлено многими исследователями (Бровков, Грайзер, Могилев, 1965; Грайзер, 1963), Тува сохраняла низко-среднегорный рельеф с крупными бассейнами типа эпиконтинентальных морей, морей-озер и озер, которые иногда имели связь между собой и сообщением с морем, существовавшим в раннем карбоне на юге Западной Сибири. К началу мезозоя страна представляла собой всхолмленную равнину.

На основании литолого-фациального анализа мезозойских отложений и палеогеографической реконструкции, проведенных А. Л. Лосевым (1955), Г. М. Волонтэем (1962) и П. Н. Тимофеевым (1964), К. В. Богачевым (1967) считает, что почти вся территория Тувинского прогиба была покрыта сплошным чехлом среднеюрских отложений, слившихся с полями одновозрастных осадков Убсунурской котловины и котловины Больших озер Северной Монголии. Основной областью сноса в это время явились обширные поднятия Восточно-Тувинского нагорья, Сангилены, Куртушибинского антиклинория, представлявшие в то время, по видимому, низкогорную расчлененную страну. В Серлигхемской впадине, в северной и северо-западных частях Улугхемской и Каргинской впадин в юрском периоде накапливались слабо отсортированные валунные и разногалечниковые конгломераты, гравелиты, песчаники с невыдержанными прослоями алевритов, аргиллитов и углей (Волонтэй, 1962). Общая мощность этих отложений в Тувинском прогибе (Кызыльской впадине) достигает 2000 м, в Каргинской — 1900 м, в Серлигхем-

ской впадине—250—300 м. Среди них наряду с аллювиальными русловыми образованиями широко развиты отложения пролювиального типа.

В пределах Хемчикской впадины, по мнению П. П. Тимофеева (1964), существовало обширное «озеро-море», постепенно трансгрессировавшее из юго-западных частей Тувинского прогиба на восток и оставившего толщу аргиллитов, песчаников и мергелистых известняков.

Анализ юрских отложений Тувы показывает, что к началу образования угленосных отложений рельеф имел среднегорный облик, а в течение юры происходило его постепенное выравнивание.

Некоторые исследователи считают, что мезозой характеризовался для Тувы существенной тектонической активностью, сопровождаемой вулканизмом, о чем свидетельствуют следы мезозойской (вероятно, позднелюрской) магматической деятельности в виде даек, диабазов, секущих среднюю юру (Пинус, 1952). Кроме того, на территории Тувы и соседних районов известны разобщенные выходы юрских моласс. Накопление моласс происходило со средней юры до раннего мела. Наличие юрских моласс свидетельствует об интенсивных тектонических движениях в этой области, которые, очевидно, явились отзвуком горообразовательных процессов в Монголо-Охотской и Верхоянской геосинклинальных зонах (Флоренсов, 1960).

Этап денудационного выравнивания

В меловой и палеогеновый период в пределах Тувы преобладали процессы выравнивания.

Отложения нижнего и верхнего мела непосредственно в Тувинском регионе не обнаружены, но, судя по тому, что рядом исследователей они были встречены на Алтае, Салаире, в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне в понижениях древнего рельефа, в карстовых воронках и опущенных тектонических блоках, не испытавших глубокой денудации в палеогеновое и неоген-четвертичное время, можно предполагать, что хотя бы маломощные отложения мела в Тувинском регионе также имели распространение. Косвенным подтверждением широкого развития процессов химического выветривания в меловое время служит наличие нижнемеловых, часто бокситоносных отложений, распространенных по периферии Западно-Сибирской плиты. Однако о полном тектоническом покое нельзя говорить, так как в Тувинском прогибе в период отложения осадков верхней юры — нижнего мела установлены признаки оживления тектонических движений, образования систем надвигов, наложенной складчатости, осложняющей первоначальную структуру среднеюрских и юрско-меловых формаций прогиба. Время оживления тектонических движений, уменьшения эрозии и прекращения химического выветривания в пределах Тувинского региона выяснить пока не удастся. Однако тектонические движения не привели к существенному омоложению или перестройке рельефа Тувы и всей Алтае-Саянской области, как это проявилось в следующий этап.

В позднемеловое время проходило развитие процессов выветривания и выравнивания страны, что обусловило создание в палеогене выровненной слабо всхолмленной поверхности. Западный Саян, Восточно-Тувинское и Сангиленское нагорья, Западный и Восточный Танну-Ола представляли собой области сноса, а прилегающие впадины Центрально-Тувинской депрессии (Хемчикская, Улугхемская, Кызыльская), а также Серлигхемская, Каргинская, Убсунурская впадины являлись областью аккумуляции, где накапливались озерно-аллювиальные отложения. Морфоструктурный план Тувы в целом определялся общим струк-

турным планом, созданным на предшествующих тектонических этапах. Продолжает развиваться сеть разломов, расчленявших намечающееся сводовое поднятие на систему блоков или глыб (Боголепов, 1965). Унаследованность проявлялась в сохранении не только структурного плана, но и знака движений отдельных крупных блоков земной коры.

Сохранение коры выветривания, продуктов ее переотложения и древних форм рельефа в пределах депрессий, а также незначительная аккумуляция континентальных отложений палеогенового времени свидетельствуют о том, что поднятие хребтов, с которых сносился обломочный материал, было незначительным (Рейснер, 1965).

Новейший орогенный этап

Первый импульс проявления нового этапа активизации тектонических движений отмечается в конце палеогена. Это время принято считать для Тувы, как и для Тянь-Шаня, Восточного Казахстана и Алтая, началом неотектонического, или новейшего периода развития тектонических движений и рельефа (Шульц, 1958; Девяткин, 1962, 1965; Крестников, 1960; Крестников и Рейснер, 1965).

Начальная стадия горообразования (позднепалеогеновый — среднеплиоценовый период).

В начальную стадию новейшего орогенного этапа Тува испытала две фазы активизации тектонических движений.

В первую фазу, охватывающую поздний палеоген, с поднимающихся хребтов Западного Саяна и Танну-Ола в Хемчикско-Тувинскую и Убсунурскую впадины начал поступать терригенный материал — галечники, гравий, щебень, временами глина и суглинки, которые захоронили раннепалеогеновую поверхность выравнивания. Эти отложения имеют предположительно позднепалеогеновый возраст (Шорыгина, 1957, 1960).

Как показали последние исследования (Рейснер, 1965), поднятие обширной территории, расположенной к северу от Южно-Таннуольского регионального разлома, сопровождалось расчленением поверхности выравнивания врезающейся речной сетью, существовавшей еще до начала этапа активизации. Те реликты ее, которые сохранились на современных междуречьях в горных районах Западной и Восточной Тувы, в сочетании с остатками поверхностей выравнивания образуют «древний рельеф». То, что долины в Хемчикской, Улугхемской, Кызыльской и Тоджинской впадинах существовали до начала активизации тектонических движений, подтверждается залеганием миоценового «подбазальтового» аллювия в уже выработанных долинах (Гросвальд, 1965). Основываясь на величине вреза древней речной сети Хемчикской, Туранской, Улугхемской и Кызыльской впадинах, где глубина вреза достигает 200 м, в то время как в пределах Танну-Ольского, Хемчикского и Куртушибинского хребтов она составляет 400—600 м, можно судить о различиях в амплитуде тектонических движений разных морфоструктур в начальную стадию орогенного этапа.

Очевидно, что перечисленные выше впадины в конце палеогена испытывали более медленные восходящие движения, чем разделявшие их горные поднятия. Исследования В. Н. Крестникова и Г. И. Рейснера показали, что древняя гидрографическая сеть используется большинством современных рек. Основные долины крупных рек, таких как Хемчик, Енисей и другие, были еще раньше приспособлены к ослабленным зонам. Впадины Центрально-Тувинской депрессии, видимо, еще не были достаточно четко выражены в рельефе, так как в конце палеогена невозможно наметить четкие границы между областями размыва и осад-

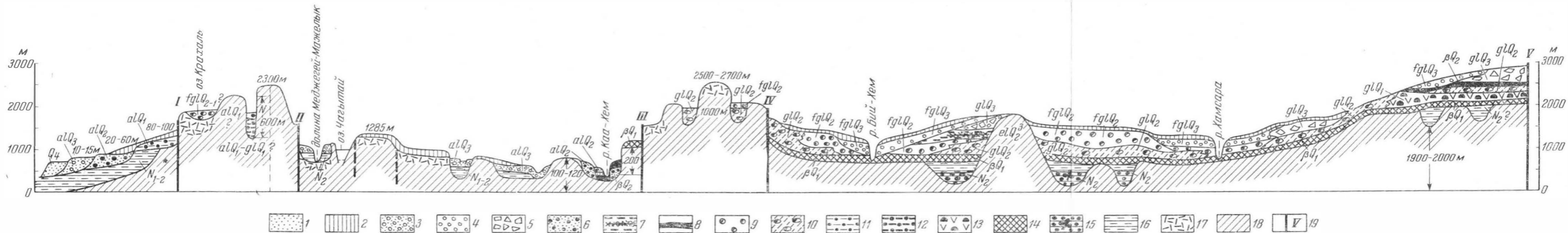


Рис. 39. Принципиальная схема строения рельефа и кайнозойских отложений Тувы

1—современный отдел. аллювиальные отложения низкой и высокой поймы; 2—современный и верхний отделы. элювиально-делювиальные покровные отложения склонов и водоразделов; 3—5—верхний отдел: 3—аллювиальные отложения низкого комплекса террас; 4—флювиогляциальные отложения низких задрозых террас; 5—ледниковые отложения азасского оледенения; 6—10—средний отдел: 6—аллювиальные отложения среднего комплекса террас; 7—озерно-болотные отложения с погребенными торфяниками мерзлотарского межледниковья; 8—каахемские «нижние» долинские базальты; 9—флювиогляциальные отложения высоких задрозых террас; 10—ледниковые отложения максимального каахемско-алайского оледенения; 11—19—нижний отдел: 11—аллювиальные отложения высокого комплекса террас; 12—ледниковые (?) отложения алашского оледенения (бурые суглинки с гравием и выветрелым валунами); 13—туфо-моренные отложения шивитского оледенения; 14—«вершинные» базальты; 15—16—неогеновые отложения (мио-плицен); 15—«подбазальтовый» аллювий древней речной сисии Хамсара-Бий-хемского междуречья с плиоценовой флорой; 16—озерно-болотные, пролювиальные отложения с прослоями угля; 17—кора выветривания; 18—коренные породы; 19—основные глубинные разломы: I—Убусунур-Таншуольский, II—Северо-Таншуольский, III—Каахемский, IV—Азасский, V—Сисимо-Казырский (Восточно-Саянский)

конакопления (Крестников, Рейснер, 1966). Поэтому можно предполагать, что Саяно-Тувинский, Северо-Таннуольский и Южно-Таннуольский древние разломы в этот период испытывали лишь незначительные подвижки. На то, что дифференцированность тектонических движений в начальную стадию новейшего орогенного этапа была незначительной, указывает также небольшая мощность (не более 100 м) верхнепалеогеновых отложений в Убсунурской впадине (Шорыгина, 1960).

Таким образом, в первую фазу начальной стадии новейшего орогенного этапа на территории Западной Тувы и прилегающих районах Западного Саяна слабые восходящие движения привели к образованию поднятия, южная граница которого совпала с зоной региональных Южно-Таннуольских разломов. Отдельные части поднятия испытывали восходящие движения различной интенсивности, однако дифференциация между ними была еще слабой. Более интенсивные восходящие движения испытывали Западный Саян и хребет Танну-Ола, а прилегающие впадины Центрально-Тувинской депрессии и Убсунурская несколько отставали.

Восточная Тува в начале палеогена также представляла собой слабо приподнятую холмисто-равнинную страну, местами заболоченную, с низкими холмистыми грядами и отдельными возвышенностями. Остатки этой равнины, близкой по облику к пепелю, наблюдаются в современном рельефе в виде слабохолмистой вершинной поверхности горных хребтов и нагорий. На раннепалеогеновой поверхности располагались речные долины, углубленные в позднем палеогене и заполненные аллювием, содержащим остатки позднемиоценовой флоры. Этот реликтовый рельеф «законсервирован» в Тоджинской впадине базальтовыми покровами в верховьях рек Бий-Хема и Азаса (рис. 39).

Во вторую фазу начальной стадии новейшего этапа, охватывающую неоген, произошло окончательное структурное обособление Тувинских впадин, намечившееся еще в палеогене. С севера, по зоне глубинного Саяно-Тувинского разлома, Хемчикская, Улугхемская и Кызыльская впадины окончательно ограничились уступами от южных отрогов Западного Саяна. С юга впадины отделились от положительных морфоструктур Танну-Ола и Шапшальского хребта уступами, заложенными в виде «торцовых» структур в пределах крупного Северо-Таннуольского и Шапшальского региональных разломов (Боровиков, 1965).

В неогене также проявились движения по системе более мелких разломов, в результате чего возникли Туранская, Элегестовская и Деспенская впадины. В течение неогена они испытывали относительные прогибания, в них накапливался материал, который поступал с обрамляющих их горных поднятий (Рейснер, Крестников, 1965).

Уже существовавшая Убсунурская впадина в неогене продолжала испытывать относительно нисходящие движения, проявившиеся с большей интенсивностью, чем в позднем палеогене. Начиная с миоцена в центральной части Убсунурской впадины образовался крупный озерный бассейн, и на больших площадях происходило накопление глинисто-алевритовых, песчано-глинистых и мергелистых осадков. В восточной части впадины в это время в субэаральных условиях накапливались красноцветные глины и суглинки. Распределение фаций неогеновых отложений показывает, что северная граница Убсунурской впадины была достаточно четкой и по-прежнему была приурочена к зоне Южно-Таннуольского регионального разлома, подвижки по которому происходили в течение всего неогена.

Долины, углубившиеся в течение первого периода поднятий, т. е. в позднем палеогене, стали заполняться миоценовыми, а затем и плиоценовыми осадками (Крестников, Рейснер, 1966). В основном это красноцветные континентальные глины, суглинки, супеси. Лишь кое-где в

Хемчикской и Центрально-Тувинской впадинах в разрезах присутствуют более грубые прослой галечника и щебня, накопление которых происходило в субаэральных условиях в сравнительно спокойной обстановке. Эти отложения повсеместно накапливались в сходных тектонических и климатических условиях.

В неогене продолжали воздыматься Западный Саян и Танну-Ольские хребты, Восточно-Тувинское и Сангиленское нагорья, на территории которых неогеновые отложения отсутствуют. В пределах Западного и Восточного Танну-Ола, Сангиленского и Восточно-Тувинского нагорий чрезвычайно широко распространены элементы «древнего рельефа», которые занимают значительные площади в водораздельных частях Танну-Ола, Хемчикского и Куртушибинского хребтов и придают высокогорным областям своеобразный облик приподнятых «равнин» (Крестников, Рейснер, 1966). Такой характер рельефа показывает, что раннепалеогеновая поверхность выравнивания испытала быстрый и интенсивный подъем. В пределах территорий, равномерно поднимавшихся в течение длительного времени, выровненные поверхности, как правило, отсутствуют, и рельеф становится интенсивно и равномерно расчлененным.

Таким образом, вторая половина начальной стадии новейшего орогенного этапа, приблизительно соответствующая миоцену и началу плиоцена, характеризовалась двумя важными особенностями: во-первых, более широким, чем в течение палеогенового периода, развитием прогибаний и, во-вторых, тем, что благодаря усилению дифференцированности обособились и выделились в рельефе Хемчикская, Улугхемская, Кызыльская, Туранская и Элегестовская впадины. Амплитуда тектонических движений этого периода, судя по малым мощностям осадков, оставалась все еще очень небольшой.

Главная стадия горообразования (поздний плиоцен — раннечетвертичная эпоха). Новейшие тектонические движения конца плиоцена и начала четвертичного периода явились определяющими для создания современного рельефа Тувы и всей Алтае-Саянской горной области. Судя по строению разреза и распределению фаций плиоцен-раннечетвертичных (зоплейстоценовых) отложений Тувы, областями относительного прогибания продолжали оставаться Убсунурская, Хемчикская, Кызыльская и другие мелкие впадины. В них накапливался главным образом грубый терригенный материал, в основном конгломераты, песчаники, щебнистые осадки аллювиального и пролювиального генезиса. В области поднятий начали вовлекаться окраинные части впадин. Большинство разломов было очень хорошо выражено в рельефе в виде уступов, у подножья которых лежали обширные пролювиальные равнины.

На протяжении главной стадии новейшего орогенного этапа происходило раздробление многих впадин на ряд относительно мелких поднятых и опущенных блоков, разделенных зонами разрывов. Так, внутри Центрально-Тувинской депрессии была приподнята центральная часть, располагавшаяся между Хемчикской и Улугхемской впадинами. Судя по небольшим мощностям верхнеплиоценовых — нижнечетвертичных осадков (не более нескольких десятков метров), относительное прогибание впадин было незначительным. Об интенсивности и амплитуде общего поднятия Тувы можно судить только по ряду косвенных признаков: во-первых, осадки этого времени отмечаются большей грубостью; во-вторых, как отметил Н. А. Ефимцев (1959, 1961), в Западной Туве плиоцен-раннечетвертичные отложения залегают в долинах, врезанных в «древний рельеф» на несколько сотен метров (см. таблицу).

Наиболее интенсивно поднятия проявились в горных районах Шапшала, в Западном Танну-Ола, в южной части Западного Саяна

и Хемчикского хребта и в западной части Куртушибинского хребта, где образовался высокогорный интенсивно расчлененный рельеф. В этих районах «древний рельеф» оказался поднятым на значительную абсолютную высоту и прорезан речной сетью на глубину 700—800 м. Менее интенсивно поднимались периферийные части Танну-Ола и восточная часть Куртушибинского хребта, прилегающая к Турано-Уюкской впадине. Наиболее слабо тектонические движения проявились в краевых частях Центрально-Тувинской депрессии.

Плиоцен-раннечетвертичное поднятие горных районов Тувы усилило эффект общего похолодания, которое привело к зарождению и развитию древнего оледенения. О раннечетвертичном оледенении для гор Южной Сибири до сих пор остается вопрос открытым, так как от него не сохранилось никаких реальных следов в рельефе. Определенно писали о более древнем, чем среднечетвертичное, оледенении Н. В. Думитрашко и В. Н. Олюнин (1959), Л. П. Александрова (1961). Отстаивали мнение о существовании оледенения этого же возраста в Горном Алтае (башкауского) Е. Н. Щукина (1960), Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец и Г. А. Шмидт (1961, 1963). Однако некоторые исследователи гор Южной Сибири, не отрицая существования раннечетвертичного похолодания климата, в то же время не считают возможным реконструировать оледенение, основываясь на том, что горы не были подняты на достаточную высоту (Ламакин, 1961). Н. А. Ефимцев (1961), исследуя отложения, считавшиеся моренными, считает, что они имеют аллювиальный и пролювиальный генезис, на основании чего отрицает наличие оледенения, предшествовавшего максимальному в Туве. Е. В. Девяткин (1963) и И. Г. Лискун (1963), проанализировавшие литологический состав и фации башкауской свиты, пришли к аналогичному выводу для территории Юго-Восточного Алтая. Однако М. Г. Гросвальд (1962, 1963, 1965) рассматривал в качестве следов древнего оледенения Саяно-Тувинского нагорья туфо-моренные отложения в обнажениях северного склона вулкана Шивит. Он считал, что формирование этих отложений происходило в условиях мощного оледенения, так как только с непосредственным воздействием крупного ледника могли быть связаны полировка туфогенного материала, полировка и штриховка валунов. По его мнению, «валунные туфы», венчающие разрез нижней толщи восточно-тувинских вулканов, представляют собой своеобразную морену, которая в результате последнего извержения была «сцементирована» вулканическим материалом (Гросвальд, 1965). По его мнению, раннечетвертичное «шивитское» оледенение не распространялось на столь обширную территорию, как два последующих оледенения; его следы встречаются только в районе щитовых вулканов, которые были самыми возвышенными частями нагорья. По-видимому, здесь существовали отдельные ледниковые шапки, покрывавшие крупнейшие вулканические аппараты.

Следы древнего раннечетвертичного оледенения в виде бурых суглинков и гравия, известных в литературе под названием «шалашской морены», были встречены Л. Л. Шорыгиной (1960) на высокогорном плато и увалах Западного Танну-Ола. Правда, ледниковое происхождение этих осадков оспаривалось Н. А. Ефимцевым (1961). Вопрос этот остается открытым и делом дальнейших исследований. Поэтому пока остается возможным лишь принять предположение о возможном существовании раннечетвертичного локального оледенения.

К концу рассматриваемого этапа Западный Танну-Ола и Шапшальский хребет приобрели облик высоких гор с интенсивным эрозийным расчленением, а рельеф раннепалеогенной денудационной поверхности оказался на высоте до 2500—3000 м.

В Восточно-Тувинском и Каахемском нагорьях и в Восточном Саяне происходили излияния так называемых «вершинных» или «верхних»,

СХЕМА РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ТУВЫ

(составила Л. К. Зяткова с использованием материалов Л. Д. Шорыгиной, Ю. П. Селиверстова, Н. А. Ефимцева, М. Г. Гросвальда, Г. И. Рейснера)

Этап	Период	Эпоха	Отрицательные морфоструктуры—межгорные, внутриворонные впадины			Положительные морфоструктуры «возрожденные» глыбово-блоковые поднятия		
			Хемчикская, Кызыльская и Убсунурская, приуроченные к синклиналям и мульдам (равнины с мелкосочленными возвышениями, 500—750 м)	Улугхемская и Тоджинская, образованные в пределах антиклинальных структур (приподнятые равнины с низкими горами, 740—1030 м)	Турано-Уюкская, Элгостовская, Терехольская, Серлигхемская и Каргинская, образованные на месте опустившихся тектонических блоков в приразломных зонах. Внутриворонные приразломные впадины с равнинным рельефом 800—2200 м	Южные отроги Западного и Восточного Саяна, Западный Тану-Ола и Шаншальский хребт, образованные на месте интенсивно поднимающихся блоков (высокогорные и среднегорные интенсивно расчлененные альпийские массивы, 2800—3000 м)	Восточно-Таннуольский, обручевский и Уюкский хребты, образованные приподнятыми тектоническими блоками с внутренними депрессиями (глыбовые и среднегорные и высокогорные массивы с поверхностями выравнивания, 2400—3000 м)	Алашское, Восточно-Тувинское, Каахемское и Сангиленское плато и нагорья, образованные приподнятыми тектоническими блоками (высокогорные плато и нагорья, 1500—3000 м)
Формирование поймы (от 1 до 5 м)								
Эпоха четвертичная	поздняя	Формирование низкого комплекса террас (20—80 м)						
		Размыт и слабые тектонические движения	Перестройка речной сети в Тоджинской впадине, вызванная подпруживанием азасского оледенения, образование кончечноморного рельефа и низких заандровых террас (40 м). Подпруживание Бий-Хема		Локальное Карахальское оледенение в Западном Саяне. Мелкие хоршей сохраннысти	Локальное оледенение Обручевского хребта. Врезание долин в трещины предельных оледенений. Размыт и врезы	Азасское оледенение, свежие морены, низкие заандровые террасы р. Бий-Хема, Хамсары с высотой 40 м. Нагорные террасы, глыбовые, каменистые «моря» на поверхностях приподнятых плато и нагорий	
Эпоха четвертичная	средняя	Формирование среднего комплекса террас (20—80 м)						
		На Тес-Хеме — отложение серого щебенчатого пролювия. В рках, имеющих ледниковый сток, отложения грубого валунно-галечникового материала	В Тоджинской впадине — образование высших заандровых террас высотой 85 м. Перестройка речной сети Бий-Хема, Хамсары, связанные с подпруживанием ледников	Во время оледенений служили областями накопления льда — «ледниками». Образование троговых долин с кончечноморным и заандровым рельефом	Частичное преформирование речной сети. Алашское оледенение в Западном Саяне. Локальное горно-долинное — в Западном Тану-Ола	Локальное долинное оледенение	Мерзлотное межледниковый озеро-болотный режим. Отложения, торфяники, поребанный лес. Излияния «нижних» базальтов долины Каа-Хема и Кызыл-Хема. Каахемское — максимальное оледенение, образование высших заандровых террас. Каа-Хем—80 м. Кончечноморный рельеф Алашского плато — Алашское оледенение	

Этап	Период	Эпоха	Отрицательные морфоструктуры—межгорные, внутригорные впадины			Положительные морфоструктуры «возрожденные» глыбово-блоковые поднятия		
			Хемчикская, Кызыльская и Убсунурская, приуроченные к синклиналям и мульдам (равнины с мелкосопочными возвышениями, 500—750 м)	Улугхемская и Тоджинская, образованные в пределах антиклинальных структур (приподнятые равнины с низкими горами, 740—1000 м)	Турано-Уюкская, Элгестэвская, Терехольская, Серлигхемская и Каргинская, образованные на месте опустившихся тектонических блоков в приразломных зонах. Внутригорные приразломные впадины с равнинным рельефом 800—2200 м	Южные отроги Западного и Восточного Саяна, Западный Ташу-Ола и Шаншалский хребет, образочные на месте интенсивно поднимающихся блоков (высокогорные и среднегорные интенсивно расчлененные альпийские массивы, 2800—3000 м)	Восточный-Ташуольский Обручевский и Уюкский хребты, образованные приподнятыми тектоническими блоками с внутренними депрессиями (глыбовые и среднегорные и высокогорные массивы с поверхностями выравнивания, 2400—3000 м)	Алашское Восточно-Тувинское, Каахемское и Саингенское плато и нагорья, образованные приподнятыми тектоническими блоками (высокогорные плато и нагорья 1500—3000 м)
Новейший орогенный, начальная стадия главной стадии	четвертичный	ранняя	Формирование высокого комплекса террас (100—250 м.)					
		плиоценовая	В Убсунурской впадине — отложение бурого пролювия и аллювия, дислоцированность отложений. В Хемчикской впадине — «излияние» «долинных» базальтов	Образование тэкто-прудных озер. Тектоническая перестройка бассейна Хамсары. Излияние «вершинных» базальтов в Тоджинской впадине	Резкое обособление внутригорных впадин по разломам	Врзсы, размысы, излияние долиных базальтов. Древнее Шалашское оледенение в Западном Ташу-Ола — остатки древней морзты на высокогорных плато и увалах. Общее поднятие хребтов, создание высокогорного рельефа. Местное преобразование речной сети	Энергичные быстрые восходящие движения отдельных блоков, обусловивших поднятие менее расчлененных, выровненных поверхностей на значительную высоту до 2500—3000 м. Деформация поверхностей выравнивания. Перераспределение речной сети, заложение внутригорных впадин на месте опущенных блоков	Древнее Шивинское оледенение; в Восточной Туве — подледное извержение вулканов. Излияние «верхних» базальтов в долинах Каа-Хема и Кызыл-Хема. Формирование лавовых полей. Тектоническая перестройка речных долин. Быстрое поднятие отдельных блоков, интенсивное врзание рек
		миоценовая	Частичное преобразование речной сети, накопление красноцветных глин в понижениях. Разрыв в кор выветривания	Озерно-болотный и речной режим накопления красноцветных отложений	Частичное обособление впадин по разломам в пределах опущенных блоков. Накопление озерно-болотных осадков с прослоями угля в Каргинской впадине			
Денудационного выравнивания	палеогеновый	эоценовая	В Убсунурской впадине — озерный режим, образования глин, мергели	«Подбазальтовый» аллювий на Хамсара-Бийхемском междуречье				
		олигоценная	Область аккумуляции со слабыми нисходящим движениями. Преобладание процессов выравнивания, платформенный режим тектонических движений. Благоприятные климатические условия, способствовавшие образованию кор на слабо приподнятой холмисто-равнинной поверхности. Для рельефа характерны низкие холмистые гряды, обширные выровненные поверхности, местами заболоченные и заозерные	Область сноса со слабыми восходящими движениями. Благоприятные климатические условия, способствовавшие образованию				

базальтов, образовавших покровы на плоских и ровных междуречьях (Гросвальд, 1965). В долине Каа-Хема базальтовый покров этого времени сохранился в пределах террасовых останцев на высоте 200—250 м над тальвегом. «Верхние базальты» долины Каа-Хема залегают на плече каахемского трога. Они распространялись в Каахемскую долину с плато Булун-Утуген через плоский водораздел в верховьях Серлиг-Хема.

В пределах поднимающихся блоков в речных долинах шло формирование террас верхнего комплекса, аллювий которых представлен бурыми галечниками. На Енисее в Кызыльской впадине высота этих террас достигает 100—250 м. В пределах Улугхемской и Тоджинской впадин имеются следы перестройки рек под влиянием тектонических движений. В Тоджинской впадине шло образование тектоно-подпрудных озер.

В бассейне р. Хамсары, в Тоджинской впадине в раннечетвертичное время образовалась густая сеть кайнозойских тектонических разрывов — преимущественно сбросов — самых различных направлений, которые определили многие черты современной орографии. Мозаичная глыбовая структура северо-восточной Тувы, связанная с существованием тектонических разрывов всех направлений, отчетливо выражена в рельефе. Блоки, поднятые на различную высоту, обладают и различными геоморфологическими особенностями. Так, наиболее поднятые блоки — Удинская цепь на севере района и горы Барас-Тайга и Детот-Тайга к востоку от Тоджинской котловины — имеют высокогорный альпийский рельеф. Плосковершинные блоки — горы Шан-Утуген на северо-востоке и столовая гряда Хорум-Тайга, затронутая расчленением лишь по краям, — свидетельствуют об энергичных, быстрых поднятиях. Сама Тоджинская впадина в целом представляет собой трапециевидный блок более крупного порядка, испытавший опускание относительно смежных гор.

Таким образом, активное проявление новейших движений в главную стадию новейшего орогенного этапа, в конце плиоцена и раннечетвертичную эпоху, в Туве привело к появлению сложной мозаики глыб, к значительным врезам, вулканизму, активной перестройке отдельных блоков, слабо отражающих древнюю складчатую структуру, что обусловило большое разнообразие в перемещении глыб по высоте, темпу и направлению. Активными дифференцированными движениями в главную стадию новейшего орогенного этапа были окончательно сформированы все положительные и отрицательные морфоструктуры возрожденных блоковых гор и межгорных впадин Тувы.

Этап экзогенного преобразования рельефа и создания морфоскульптурных особенностей

Проявление различных экзогенных процессов на последнем этапе развития рельефа Тувы привело к образованию ледниковых, эоловых, эрозионно-аккумулятивных форм. Новейшие тектонические движения, за исключением отдельных районов, проявляются слабее.

Большую роль в моделировке рельефа Тувы сыграло оледенение. В западной части Тувы оно выделено Л. Д. Шорыгиной (1960) под названием алашского. От него остались ледниковые отложения на дне троговых долин Шапшальского хребта, например в долине р. Чингекат, где известны пылеватые супеси с валунами и спорово-пыльцевыми спектрами среднеплейстоценового облика (Матвеева, 1960; Шорыгина, 1960). Хотя ледниковое происхождение именно этих отложений оспаривается (Ефимцев, 1961; Селиверстов, 1966), все же существование

ледников в пределах Алашского плато подтверждается наличием валунного материала на его поверхности.

В Восточно-Тувинском нагорье среднечетвертичное оледенение выделено под названием каахемского (Гросвальд, 1965), ледники которого в основном были приурочены к долинам, врезанным в поверхность высокогорного плато. От этого оледенения сохранились трог и остатки размытой морены (эратические валуны) на междуречьях северо-восточной Тувы, лежащие за пределами площади распространения последнего оледенения, зандровые террасы долины Бий-Хема, лежащие на высоте 50—85 м; комплекс водно-ледниковых аккумулятивных образований в долине рек Кызыл-Хема, Каа-Хема (Гросвальд, 1965). К тому же в 1955 г. Н. И. Парвицкая установила, что третья терраса Каа-Хема у с. Бельбей (в 20 км к западу — юго-западу от устья р. Шуя) слагается крупными валунами и галькой, а в разрезе второй террасы имеется горизонт валунов. М. Г. Гросвальд (1965), так же как и Л. Д. Шорыгина (1960), считает их «долинными зандрами».

Таким образом, в пределах Южных отрогов Западного и Восточного Саянов, Западного Танну-Ола, Шапшальского, Восточно-Таннуольского, Обручевского хребтов преобразование рельефа в среднечетвертичную эпоху шло под воздействием ледниковых, морозно-солифлюкционных и мерзлотно-термокарстовых процессов.

Некоторые внутригорные впадины (Терехольская, Серлигхемская, Элегестовская и Турано-Уюкская) являлись своеобразными «ледомами», из которых по долинам рек вытекали ледниковые языки. Во впадинах, не занятых льдом (Хемчикской, Улугхемской, Кызыльской, Убсунурской), в среднюю эпоху четвертичного периода шло формирование комплекса террас высотой 25—60 м, в долинах рек Тес-Хема, Хемчика, Енисея. В реках, имевших ледниковый сток, террасы слагаются грубым валунно-галечниковым материалом.

В Тоджинской впадине образовались конечные морены, высокие **зандровые террасы (85—80 м)**, происходила перестройка речной сети.

На границе средне- и позднечетвертичной эпох в Туве наступило незначительное потепление, соответствующее мерзлоторскому межледниковью (Гросвальд, 1965), о чем свидетельствуют озерно-болотные отложения с погребенным лесом и торфяниками.

В отложениях 20-метровой террасы Бий-Хема содержится комплекс пылицы, отвечающий темнохвойной тайге. Очевидно, эпоха, разделявшая каахемское и позднечетвертичное азасское оледенения, была теплее и влажнее современной, когда оледенения не могло быть. Кроме того, эпохи каахемского и азасского оледенения были разделены временем активизации тектонических движений, вызвавших врезание рек и образование уступа 20-метровой террасы в Тоджинской впадине. В долинах Кызыл-Хема и Каа-Хема произошли излияния базальтовых лав. Большинство долинных базальтовых потоков радиально расходится от Восточно-Тувинского лавового поля, где, очевидно, располагались центры излияний.

Различия в морфологии и сохранности базальтовых террас долин рек бассейна Бий-Хема и Каа-Хема объясняются тем, что базальты Тоджинской и Серлигхемской котловин в значительной степени уничтожены азасским оледенением, в то время как базальтовые потоки долины Каа-Хема не подвергались воздействию позднечетвертичных ледников. Лавовые террасы бассейна Бий-Хема широкие, так как они лежат в межгорной котловине с широкими плоскими долинами; террасы же Каа-Хема высокие и узкие, поскольку занимают узкий трог, выработанный в склоне активно воздымающегося хребта Академика Обручева. Кроме того, базальты Каа-Хема образуют два уровня и всюду встречаются на высоких цоколях, тогда как в Бий-Хемском бассейне выражен лишь

один уровень базальтовых потоков, подошвы которых почти всегда лежат ниже урезом современных рек (Гросвальд, 1965). Площадки базальтовых террас всюду перекрыты рыхлыми отложениями морен азасского оледенения, флювиогляциальными песками и галькой.

Как отмечал М. Г. Гросвальд, «нижние» базальты в Каа-Хемской долине излились в трого, уже выработанном каахемским ледником, а затем в эпоху азасского оледенения были расчленены потоками талых ледниковых вод. На этом основании их возраст М. Г. Гросвальд определил как межледниковый, соответствующий мерзлорязскому межледниковью.

В позднечетвертичное время в Восточной Туве проявилось азасское оледенение. В это время в северо-восточной Туве, где благоприятные условия питания сочетались с горно-котловинным рельефом, образовался выпуклый ледниковый щит площадью более 30 000 км². Локальные ледники хребта Академика Обручева занимали площадь более 1000 км², ледники нагорья Сангилен и хребта Хан-Тайга — 1300 км². Общая площадь азасского оледенения, по М. Г. Гросвальду (1965), в три раза превосходила площадь современного оледенения всех горных районов СССР. Судя по отметкам днищ каров, абсолютная высота границы области питания ледников азасского времени в северо-западной части Северо-Тувинского нагорья доходила до 1400—1600 м, на северо-западе восточной Тувы — до 1700—1800 м, а на ее юго-востоке поднималась до 2100 м. На северо-западе Восточно-Тувинского нагорья в это время существовали гигантские древовидные ледники.

Оледенение Восточно-Тувинского и Сангиленского нагорий создало сложный комплекс ледниково-аккумулятивных и экзарационных форм; конечноморенные гряды, краевые озера, зандровые террасы, друмлины, озерные ванны, разнообразные трого, кары и т. д. В регрессивную фазу оледенения были образованы озы, камы, дельтово-ледниковые террасы. С экзарацией и эрозивной деятельностью талых вод азасского оледенения связаны коренные перестройки речной сети в Тоджинской впадине, которые очень часто принимаются за результат новейших тектонических движений (Гросвальд, 1965). В Тоджинской впадине широко развиты фации осадков подпрудного бассейна в виде суглинков и супесей, которые встречаются не только в речной долине Бий-Хема, где они слагают верхнюю часть разрезов террас высотой 3—8 м, но и на склонах и низких водораздельных участках до 250 м над днищем долин. В этих отложениях З. В. Алешинской обнаружен комплекс диатомовых водорослей мелководно-озерного типа. Это позволило ряду исследователей (Чудинов, 1959, 1962; Гросвальд, 1965) говорить об едином подпрудном бассейне, распространявшемся на большую площадь.

В Убсунурской впадине в течение средней и поздней эпох четвертичного периода происходили погружение и накопление галечников, размер которых постепенно убывает в южном направлении к центральным частям впадины, где они замещаются песками и глинами. Современные контуры оз. Убсунур фиксируют район наибольших погружений.

Слабое прогибание в пределах Убсунурской впадины подтверждается также характером поведения террас в долинах рек, берущих начало с хребта Танну-Ола и принадлежащих к бессточному бассейну оз. Убсунур. Высоты террас в долинах рек по выходе из области поднятия Танну-Ола на предгорную равнину, например на р. Ивбетей, уменьшаются, а более древние погружаются под более молодые.

В Хемчикской впадине в течение средне- и позднечетвертичной эпох наблюдалось асимметричное пригибание с максимумом в ее северной

части, где расположена долина р. Хемчика, в которой отмечены значительные мощности аллювиальных отложений (более 80 м по данным бурения, проведенного Тувинской комплексной экспедицией в районе пос. Актотрак). Значительные мощности аллювия (десятки метров) встречены в ряде его боковых притоков (Рейснер, 1966).

В позднечетвертичную эпоху и в последующее время тектоническая деятельность имела Восходящий характер. Об ее положительной направленности свидетельствуют небольшие мощности отложений речных террас. В районе сопряжения Восточного Танну-Ола и нагорья Сангилен новейшие тектонические движения обусловили значительную перестройку речной сети. И. И. Белостоцким (1958) были установлены недавние речные перехваты в Самагалтайском грабене, у стыка хребтов Восточный Танну-Ола и Сангиленского нагорья.

В целом для этапа экзогенного преобразования рельефа в средне-позднечетвертичное время характерно некоторое ослабление проявления тектонических движений, что способствовало лучшей сохранности морфоскульптурных черт рельефа Тувы.

В голоцене продолжается прогибание центральных частей впадин, где формируются широкие, заболоченные поймы. В областях поднятий продолжается врез речной сети, а склоны долин перерабатываются под воздействием комплекса «склоновых» процессов в условиях резко континентального климата.

Выводы

Главнейшие этапы геологической истории и истории развития рельефа Тувы нашли свое отражение в строении и морфологии ее крупнейших современных орографических элементов. Основные направления нагорий и горных хребтов Тувы совпадают с простираниями древних каледонских структур и глубинных разломов. Развитие и обособление этих структурных зон происходили на фоне дифференцированных поднятий в пределах обширной геосинклинальной области, существовавшей на территории Тувы в раннем палеозое.

Наиболее древним докембрийским консолидированным образованием, возникшим на месте протерозойской складчатости, был Восточный Саян. В раннекаледонское время к нему причленилась целая полоса, включающая район современного хребта Восточного Танну-Ола с частью Центрально-Тувинской депрессии, Каахемским и Сангиленским нагорьями. В результате вся восточная и часть центральной Тувы в позднекаледонскую эпоху превратились в систему глыб, из которых Бийхемская и Сангиленская части испытывали наиболее интенсивные восходящие движения, а Каахемская — относительное опускание. Установившееся в это время соотношение структур в некоторых самых общих чертах сохраняется и в современной тектонике, находя свое отражение в рельефе. Так, Каахемская депрессионная структура между упомянутыми разломами выражена в рельефе в виде Каахемского плоскогорья, поверхность которого лежит ниже хребтов Сангилен и Академика Обручева. Так же резко в рельефе выделяется Восточный Саян, являющийся с докембрия положительной формой рельефа.

Иначе складывалось развитие западной и центральной частей Тувы. В Западной Туве в среднем и верхнем кембрии, т. е. в салаирскую фазу тектогенеза, продолжали существовать геосинклинальные условия. В это время зарождается глубинный Саяно-Тувинский разлом, а к югу от него — геосинклинальный трог, заполненный осадками в силуре. Влияние Саяно-Тувинского разлома сказывалось на протяжении всей исто-

рии развития рельефа Тувы. В средне- и позднедевонскую эпохи остаточная геосинклиналь сокращалась в своих размерах, смещаясь к югу, к осевой полосе Западного Таннуольского синклинория.

После предкарбонového тектогенеза вся территория Тувы приобрела жесткость, сохранявшуюся на последующем этапе орогенного развития. Активизация тектонических движений наблюдалась главным образом в юре, когда был заложен ряд мульдообразных впадин, унаследованных в современном рельефе.

В послепюрское время на территории Тувы намечалось затухание тектонической активности.

Этап денудационного выравнивания охватывал конец мелового периода и ранний и средний палеоген. В это время на территории всей Тувы продолжали преобладать процессы выравнивания. Рельеф выглядел в виде низких гряд и холмов, чередующихся с обширными выровненными участками. В расположении крупных увалов уже явно намечались основные черты современного структурного плана. Климатические условия благоприятно сказывались на образовании кор выветривания.

Новейший орогенный этап развития рельефа Тувы охватывает промежуток времени от конца палеогена до конца раннечетвертичной эпохи. В начальную стадию этого этапа (с позднего палеогена до среднего плиоцена) слабые восходящие движения способствовали частичному обособлению некоторых внутригорных впадин (Турано-Уюкской, Элегестовской, Терехольской, Серлигхемской и Каргинской), воздыманию горных хребтов и массивов, а также углублению долин. В это время произошло частичное перераспределение речной сети, начался разрыв кор выветривания, усилилось образование пролювий.

В главную стадию новейшего орогенного этапа, которая охватила позднеплиоценовую и раннечетвертичную эпоху, завершилось обособление по разломам всех внутригорных впадин. В Центрально-Тувинской депрессии и Убсунурской впадине шло формирование верхнего комплекса террас. В Тоджинской впадине локальные движения вызвали образование тектоно-подпрудных озер и перестройку речной системы бассейна р. Хамсара. Горные хребты были приподняты почти до современной высоты. Одни, испытавшие постепенное поднятие, приобрели черты интенсивно расчлененного рельефа (Шапшал и Западный Саян). Другие, поднятые, возможно, быстрее, сохранили остатки выровненных поверхностей на высотах до 2500—3000 м. (Восточный Танну-Ола, Уюкский и Академика Обручева). Наибольшая дифференцированность поднятий наблюдалась в пределах плато и нагорий (Алашского, Восточно-Тувинского, Каахемского и Сангиленского).

В раннечетвертичное время в долинах Каа-Хема и Кызыл-Хема произошли излияния «верхних» базальтов. В Восточно-Тувинском нагорье и в Западном Танну-Оле имеются проблематические следы древнего оледенения. В долинах горных рек образовались высокие террасы (100—250 м).

В течение последнего этапа — экзогенного преобразования рельефа, охватывающего средне-позднечетвертичное время, появились морфоскульптурные особенности, созданные главным образом экзогенными факторами. Существенное влияние на рельеф оказали среднечетвертичные каахемское и алашское оледенения, имевшие широкое распространение в Восточно-Тувинском, Каа-Хемском, Сангиленском и Алашском нагорьях. Эти оледенения образовали в прилегающих впадинах конечноморенный рельеф и высокие зандровые террасы (80 м) в долине Каа-Хема. Южные отроги Западного Саяна, Западный Танну-Ола, Шапшальский хребет, Восточный Танну-Ола, Обручевский и Уюкский хребты подверглись горно-долинному оледенению. Турано-Уюк-

ская, Элегестовская, Терехольская, Серлигхемская и другие внутриворонные впадины являлись «ледоемами», откуда растекались льды, придавая долинам черты трогов.

За пределами оледенений в речных долинах формировался средний комплекс террас (20—80 м). В межледниковое время в Туве наблюдалась местами локальная активизация новейших тектонических движений, которая в Каа-Хемском и Восточно-Тувинском нагорьях привела к интенсивному размыву и способствовала излиянию «нижних» базальтов в долинах Каа-Хема и Кызыл-Хема. Кроме того, тектонические движения в начале позднечетвертичной эпохи в Хемчикской, Углулгхемской, Кызыльской и Убсунурской впадинах вызвали деформацию террас.

В позднечетвертичное время азасское оледенение имело меньший масштаб. Оно проявилось в восточной части Тувы в Тоджинской впадине, где оставило свежие морены, низкие задровые террасы, озерные осадки. В горах, не подвергшихся оледенению, происходили врезывания речных долин, во впадинах — формирование широких террас нижнего комплекса высотой от 5 до 20 м.

Современный рельеф Тувы имеет «мозаичное строение» возрожденных глыбово-блоковых горных поднятий с межгорными внутриворонными впадинами.

Тектонические движения продолжают неравномерно проявляться до настоящего времени, о чем свидетельствуют, с одной стороны, местные интенсивные эрозионные врезывания, цокольные поймы, всячье устья, боковых притоков, а с другой — заболоченные долины, усиление аккумуляции аллювия.

Следует особо отметить проявление новейших движений по зонам глубинных разломов и их роль в формировании рельефа Тувы. Большая часть разломов, в том числе и все глубинные, наследуют палеозойские зоны. Серией своих опережающих и торцовых разломов они разделяют основные новейшие структурные элементы территории на ряд блоков. Кроме того, проявление новейших движений в пределах одной и той же зоны разлома бывает неодинаковым. При исследовании современного рельефа в пределах Саяно-Тувинского, Северо- и Южно-Таннуольского разломов были выявлены характерные участки. Наиболее активные «омоложенные» разломы резко выражены в рельефе в виде тектонических уступов. По характеру современного рельефа было выявлено, что «оживление» разломов, сопровождаемое излиянием кайнозойских базальтов, приводило к вертикальным и сдвиговым смещениям блоков.

При рассмотрении Тувинского региона в крупном плане на фоне всей Алтай-Саянской складчатой области ясно вырисовывается, что в целом территория Тувы является частью обширной области активизации сооружения Юга Сибири. Сама Тува входит в систему широтных структур с менее активными движениями, куда входит Убсунурская впадина, Центрально-Тувинская депрессия, Минусинские впадины и разделяющие их горные сооружения — Таннуольское, Западно-Саянское, Батеневское, Сологонское и Аргинское. Эта система на западе ограничена более активными зонами Алтайского, на востоке — Восточно-Саянского, Забайкальского и Восточно-Тувинского горных поднятий, испытывавших большие амплитуды вертикальных смещений и молодой вулканизм.

Таким образом, основными факторами развития рельефа Тувы были: общие эпейрогенные глыбовые движения, излияния базальтов в восточной Туве, неоднократные оледенения, интенсивные эрозионные процессы, денудация, происходившая в условиях континентального климата.

Более детальное изучение характера проявления тектонических движений и взаимосвязи новейшего структурного плана Тувы с древним — дело дальнейших работ.

Таким образом, выполненная работа показала, что важными проблемами, связанными с исследованием рельефа Тувы, являются выявление общих закономерностей развития «возрожденных» гор, разрешение вопросов стратиграфии мезо-кайнозойских отложений, изучение поверхностей выравнивания и их деформаций. Разработка этих проблем будет способствовать успешному разрешению палеогеографической концепции развития гор Южной Сибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При выделении и анализе последовательных этапов развития рельефа Алтае-Саянской горной области выявляется определенная направленность и необратимость динамики природы, определяющаяся в первую очередь ходом формирования геологической структуры, а также направленностью изменений климатических условий на протяжении четвертичного периода.

На всех этапах развития рельефа, включая этапы преимущественного образования экзогенных форм мезорельефа, отчетливо проявляется первичный, ведущий характер тектонических процессов. Необратимость общего хода динамики земной коры территории Алтае-Саянской горной области выражается в прогрессирующем увеличении степени консолидированности коры и (по крайней мере на протяжении мезозоя и кайнозоя) в неизменности сохранения тенденции к положительным движениям.

Та или иная направленность развития рельефа может быть установлена для более или менее длительных отрезков истории Земли, характеризующихся относительно неизменным сочетанием и соотношением эндогенных и экзогенных факторов. Авторы избегают группировать эти периоды в циклы или морфоциклы, считая, что прослеживание цикличности развития рельефа на протяжении всей геологической истории является скорее задачей исторической палеогеоморфологии, чем истории развития наблюдаемого ныне рельефа.

К выделению этапов формирования рельефа авторы подходили по принципу выявления периодов, когда развитие рельефа происходило в определенном направлении и в сравнительно неизменных условиях и когда успели образоваться некоторые морфологические элементы, которые непосредственно сохранились в современном облике или были сильно изменены, но благодаря унаследованности, обновлению или литоморфности сыграли определенную ведущую роль в последующем развитии орографических элементов. Это принципиальное направление, отличающее историю современного развития рельефа от палеогеоморфологии в целом и от исторической геоморфологии, не исключает анализа становления геологической структуры как основы рельефа, но заставляет ограничиться лишь прослеживанием зарождения тех геологических элементов, которые отражены в современной орографии.

Алтае-Саянская горная область занимает своеобразное положение в структуре земной коры, не являясь в настоящее время ни плитой, ни типичным молодым щитом, хотя оказывается достаточно консолидированной для того, чтобы на возникающие тектонические напряжения реагировать как жесткий массив. Такое промежуточное положение в значительной мере связано с геологической историей области.

Складчатая область Алтая и Саян возникла на месте протерозойско-палеозойской геосинклинали, замыкание которой происходило в течение нескольких циклов тектогенеза: протерозойского (байкальского),

кембрийского (раннекаледонского, или салаирского), ордовикско-силурийского (собственно каледонского) и герцинского.

Наиболее своеобразным оказалось развитие рассматриваемой территории в позднем палеозое, когда общая палеогеографическая обстановка отвечала переходному режиму от моря к континенту, очертания лагун и заливов были весьма прихотливыми, а мощности мелководноморских терригенных осадков незначительными.

Позднепалеозойский структурный план, в частности простирающиеся структур и в особенности расположение зон разломов, сыграл большую роль в последующем развитии Алтае-Саянской области, поскольку был унаследован мезозойским, а затем и кайнозойским (новейшим) планом расположения главнейших структур.

В большинстве случаев наследуется не только общая направленность движений палеозойской эры, как это видно на примере развития Минусинского межгорного прогиба, межгорных впадин Алтая и других структур, но и расположение участков земной коры, имеющих различный тектонический режим. Границы между ними чаще всего приурочены к разломам разного ранга и разного времени заложения, поэтому большинство участков, соответствующих древним и новейшим структурам, рассматривается как блоки.

Нельзя, однако, не заметить качественного различия между блоками, существовавшими в позднем палеозое, и блоками новейшего периода тектонического развития. В палеозое блоки имели в общем более крупные очертания, и хотя также были ограничены разломами, могли, вероятно, испытывать пзгибы поверхности, т. е. приближались к «складкам основания». Вместе с тем пока нет оснований для утверждения, что позднепалеозойские блоки являлись элементами крупных сводовых структур, поскольку, судя по большой роли линий разрывных нарушений, можно предполагать, что они в большей степени следовали простирающимся зонам раннепалеозойской складчатости.

В понимании следующего этапа формирования структуры Алтае-Саянской области, охватывающей приближенно время от карбона до раннего мела включительно, среди авторов нет полного единодушия.

Фактический материал по геологическому строению и стратиграфии рассматриваемой территории и смежных областей свидетельствует о чередовании периодов существования горного рельефа и периодов появления относительно выровненных и сглаженных поверхностей на месте современных гор. Так, в среднем и позднем триасе для Салаирского кряжа отмечается два момента возникновения выровненного рельефа типа дисплена. При этом на юго-востоке обрамления Западно-Сибирской низменности происходило формирование коры выветривания, время образования которой четко устанавливается в Кузнецкой котловине. Продукты разрушения поздне триасовой коры выветривания содержатся в нижних горизонтах юрских отложений (Лебедев, 1956). Юрский период, напротив, ознаменовался усилением контрастности рельефа, что отразилось в появлении конгломератов и грубозернистых песчаников в юрской угленосной формации Кузнецкого прогиба, Алтая, Тувы и смежных районов.

Общее активное поднятие Алтае-Саянской области, начавшееся в целом в середине — конце лейаса (Боголепов, 1967), сопровождалось дифференциацией движений, проявившейся в первую очередь вдоль обновленных палеозойских разломов, и привело к обособлению участков осадконакопления и сноса, в частности, к образованию новых, ранее не существовавших впадин.

Этот процесс продолжался длительное время: во впадинах Зайсанского прогиба (Кендерлыкской и др.) осадконакопление усилилось с позднего триаса, во впадинах Минусинского и Кузнецкого прогибов —

в среднем-позднем лейасе, во впадинах Тувы и юго-восточного Алтая — в самом конце лейаса (Тесленко и Могучева, 1964). Интересно отметить, что в областях, где заложение произошло в более поздние сроки, накопление осадков происходило наиболее быстрыми темпами, что указывает на общую более интенсивную дифференциацию рельефа в это время. Так, в Каргинской (Мургураксинской) впадине, лежащей на границе Алтая и Тувы, мощность отложений позднего лейаса и доггера достигает 200 м, т. е. чуть не вдвое больше, чем мощность таковых в Кузнецком и Минусинском прогибах (Боголепов, 1967).

Судя по обобщенному строению разреза пород угленосной формации Алтае-Саянской области, можно говорить о том, что во время ее формирования происходила постепенная нивелировка горного рельефа, созданного к началу юры. К этому моменту среднетриасовая кора выветривания сохранялась лишь в окраинных районах Алтае-Саянской горной области (например, в Кузнецком прогибе), а в центральных районах (в Туве) никаких следов ее существования уже не наблюдается (Тимофеев, 1964). По мнению К. В. Боголепова (1967), это подтверждает вывод о сводовом характере мезозойского горообразования, охватившего Алтае-Саянскую область.

В меловом периоде на большей части территории рассматриваемой области наблюдались преобладание денудационных процессов и формирование каолинитовой формации, генетически связанной с процессами корообразования. Только в Улугхемском районе Тувы фиксируется прогибание, отразившееся в накоплении терригенных полимиктовых осадков верхней юры — нижнего мела (Лосев, 1965).

В конце раннего мела можно предполагать некоторое орографическое обособление Алтае-Саянской области, на что указывает появление галечников по южным окраинам Западной Сибири. Видимо, к этому времени приурочены расчленение рельефа и размыв пестроцветной каолинитовой формации (Боголепов, 1967).

Этап денудационного выравнивания поверхности Алтае-Саянской области и образования кор выветривания (позднемеловая эпоха — средний палеоген) имеет принципиальное значение как для формирования геологической структуры территории, так и для истории развития ее рельефа. Поэтому этот отрезок времени рассматривается с двух точек зрения: чисто геологической и геоморфологической.

В геологическом отношении конец мезозойской эры и начало палеогена характеризуются платформенным типом развития, т. е. относительным тектоническим покоем этой достаточно консолидированной области, слабой дифференциацией движений, проявляющихся лишь вдоль палеозойских разломов, и отсутствием существенного осадконакопления. Последний признак, впрочем, характеризует не платформы вообще, а лишь области щитов, что заставляет сторонников отнесения Алтае-Саянской области к платформам выделять ее в особый тип молодой платформы (В. В. Белоусов, В. А. Кузнецов, М. В. Муратов) или молодого эпипалеозойского щита. Другая группа исследователей при рассмотрении областей ранней консолидации каледонид, подобных Алтае-Саянской (В. Е. Хаин, Д. Н. Мусатов, К. В. Боголепов), подчеркивает сводообразный характер проявления тектонических движений на всех этапах послегеосинклинального развития, неизбежно сопровождающийся дифференциацией на блоки, а также общее преобладание процессов сноса, что приводит к отсутствию сколько-нибудь заметных элементов платформенного чехла в таких участках земной коры. Связывая перечисленные признаки с общей особенностью физико-химических процессов, происходящих в глубинных горизонтах земной коры и верхней мантии, эти исследователи приходят к выводу, что в Алтае-Саянской области еще не закончился орогенный период формирования геологической структуры.

Оговариваясь, что понятие орогенного периода развития геологической структуры не исключает наличия длительных периодов денудационного выравнивания и формирования кор выветривания на большой территории, часть авторов настоящей работы приняла эту тектоническую концепцию как основу для морфоструктурного анализа рельефа (О. В. Кашменская и др.).

Если же рассматривать становление геологической структуры в течение всего позднего палеозоя и мезозоя, то оно оказывается наиболее близким к начальным стадиям формирования щитов, имея к тому же в виду, что рельеф щитов вовсе не обязательно отличается выровненностью. Учитывая недостаточную разработанность вопросов тектонической терминологии и определения объемов тех или иных понятий, часть авторов настоящего очерка принимает для этого периода развития геологической структуры условное название «квазиplatformенный», предложенное А. Л. Яншиным в процессе дискуссии по этому вопросу.

Этап денудационного выравнивания как этап развития рельефа рассматривается нами с иных позиций: это отрезок времени (гораздо меньший, чем период формирования геологической структуры), в течение которого в условиях определенного тектонического режима была сформирована выровненная поверхность, являющаяся наиболее древним элементом наблюдаемого рельефа.

Для истории формирования рельефа чрезвычайно важно установить общие особенности строения «исходного», или «древнего», рельефа, его возраст и основные моменты возникновения.

Как было изложено в очерках, посвященных различным районам, участки выровненных поверхностей в горных сооружениях Алтае-Саянской области встречаются почти всюду до высоты 3500—4000 м. Наибольшие площади они занимают в пределах низких или средневысотных гор. В плане участки выровненных горизонтальных или слабо наклонных поверхностей занимают преимущественно осевые части хребтов, вершины плоскостей или предгорья. По гипсометрическому положению они образуют от двух до пяти ярусов. Границы между соприкасающимися в плане ярусами обычно выражены уступами, совпадающими с геологически установленными сбросами или разломами. На выровненных поверхностях встречаются либо кора выветривания, либо маломощные олигоцен-миоценовые осадки. Сопоставляя эти данные с наличием аналогичных кор выветривания под мощными олигоценовыми отложениями в межгорных впадинах и предгорьях, логично прийти к выводу, что ярусные, выровненные поверхности представляют собой участки единой «древней» поверхности, поднятые на различную высоту. В общей форме это, очевидно, справедливо.

Однако необходимо обратить внимание на следующее. В некоторых случаях уступы обращены к широким древним долинам, в которых иногда встречаются миоценовые отложения (Рейснер, 1965). При значительной ширине долин, приспособившихся к тектоническим элементам, обновление подвижек и смещение могут привести к тому, что на относительно поднятой части оказывается два яруса поверхностей, из которых нижний является эрозионным по отношению к верхнему. Не исключена возможность, что площадка, образовавшаяся эрозионным путем, продолжала развиваться как педимент. Так, в Кузнецком нагорье на отметках 150—200 м над тальвегами выделяется «еланский» уровень, участки которого имеют фестончатые очертания, проникая от окраин нагорья в глубь его вдоль речных долин. Границы «еланского» уровня, по мнению О. В. Кашменской, не совпадают ни с тектоническими линиями, ни с контактами различных пород, что дает ей основание рассматривать его как педимент, образовавшийся в промежутке времени между олигоцен-

ном, когда началось расчленение, и плиоценом, осадки которого известны на поверхности «еланского уровня».

Наконец, исходя из морфологических особенностей, примером современного педимента можно считать окраину Предалтайской равнины, формирующуюся у подножья северного фаса Алтая.

Таким образом, в Алтае-Саянской области оказываются генетически различные типы поверхностей выравнивания: пенеплен, к которому большинство исследователей относит древнюю вершинную поверхность, и педиплен, являющийся более молодым и развивающийся от первично эрозионной площадки или от тектонического уступа.

При нескольких возрастных генерациях ступеней рельефа возникает вопрос о том, какой рубеж принимать за нижнюю границу новейшего периода тектонического развития. В ответ на это авторы исходят из принципиальных позиций, разработанных на основе представлений С. С. Шульца и Н. И. Николаева: новейший период — это период формирования основных элементов современного рельефа, отделенный от предшествующих эпох тектонической активности периодом относительного покоя. Учитывая, что, по данным стратиграфии кайнозоя, поднятия, приведшие к формированию гор, начались в среднем-позднем олигоцене и что они вызвали расчленение мел-палеогеновой поверхности выравнивания, которая формировалась в условиях слабых движений, конец среднего — начало позднего олигодена (время формирования атлымской свиты) можно принять за начало новейшего этапа для всей Алтае-Саянской области.

Отдельные элементы «древнего» рельефа — денудационные поверхности и широкие долины с остатками миоценовых отложений — являются свидетелями более мелких этапов развития, которые фиксируются во многих, хотя и не во всех районах Алтае-Саянской области.

Можно заметить, что сходные по времени проявления фазы активизации тектонических движений известны и на Кавказе (Е. Е. Милановский и др.). Разница состоит в том, что на Кавказе олигоденовая поверхность выравнивания была не только полностью уничтожена, но в сармате была выработана новая поверхность, являющаяся ныне самой древней, в то время как в Алтае-Саянской области в рельефе хорошо сохранилась олигоденовая и слабее выражена миоценовая. Поэтому, исходя из сказанного, на Кавказе граница новейшего периода развития рельефа приходится на миоцен, а на Алтае — на олигоцен, хотя, как указано, фазы активизации движений во времени были близкими.

Таким образом, под «древним» рельефом Алтае-Саянской горной области нередко понимается сочетание реликтовых элементов, образовавшихся на нескольких этапах развития: участков мел-палеогеновой поверхности выравнивания, относящейся к этапу, предшествовавшему новейшему периоду, реликтовые долины (возможно, частично осложненные педиментами), относящиеся к начальному этапу горообразования, и следы выравнивания во время интервала, отвечающего некоторой тектонической стабилизации.

Разумеется, реликтовые элементы претерпели определенное преобразование под действием экзогенных процессов, однако не столь существенное, чтобы превратиться в поверхности иного генезиса.

Наиболее интенсивное формирование кор выветривания приходилось, очевидно, на начальные стадии расчленения выровненных поверхностей, когда создавались наиболее благоприятные гидрогеологические условия, т. е. периоды горообразования были смещены во времени относительно периодов выравнивания рельефа.

Имеющихся данных недостаточно для того, чтобы в утвердительной форме судить о строгой синхронности или о метакронности проявления

тектонических движений на начальных этапах новейшего периода развития рельефа. Те немногие факты, которые были обобщены, позволяют говорить, что возможное несовпадение времени проявления движений, зафиксированных на большей части территории Алтае-Саянской области, в отдельных ее частях обычно не выходит за пределы одной эпохи в стратиграфическом смысле. Наибольшее своеобразие отмечается для Кузнецкого нагорья, где, по заключению О. В. Кашменской, с позднего олигоцена до раннего плиоцена продолжались поднятие и углубление долин, а в среднем-позднем плиоцене вырабатывалась поверхность «еланского» педимента.

На остальной территории в плиоцене, напротив, начались активные восходящие движения, интенсивность которых существенно менялась в разных местах. Это привело к обновлению древних и заложению новых секущих разрывных нарушений, в результате чего растущая горная система приобрела блоковый характер, так что элементы олигоценовых сводов сохранились лишь в отдельных районах (например, Южный Алтай, часть северных предгорий Алтая и др.). Произошла перестройка речных систем. Глубина молодых долин в раннечетвертичную эпоху достигла 700—1000 м, их тальвеги располагались на уровне современного эрозионного вреза, а высоты гор над уровнем моря приблизились к современным.

Следует отметить, что на протяжении всей кайнозойской эры плиоцен — раннечетвертичный этап горообразования был единственным этапом, когда восходящие движения достигли максимального проявления. Современная разность гипсометрических отметок и строение различных районов Алтае-Саянской горной области с очевидностью свидетельствуют о том, что нельзя назвать ни одного более или менее крупного блока, который испытал бы движения с амплитудой более первых сотен метров в более поздние эпохи, чем раннечетвертичная. Это свидетельствует о единстве причин восходящих движений и подчеркивает необратимый характер развития структуры земной коры.

Последующий обобщенный этап формирования морфоскульптуры происходил в целом при слабой активности эндогенных процессов. В районах, испытавших оледенение (т. е. наиболее высоко приподнятых на предыдущем этапе), в долинах отмечается равновесный баланс сноса и аккумуляции, что в условиях интенсивной ледниковой и перигляциальной денудации могло иметь место при условии столь же интенсивного выноса рыхлого материала водными потоками. Отсутствие значительных врезов может указывать на преимущественное слабое воздымание страны. Исключения представляют отдельные блоки Алтая, испытавшие активное поднятие в межледниковую эпоху.

В районах низких или средневысотных гор, не подвергавшихся существенному оледенению, амплитуда эрозионного вреза за эпохи оледенений достигла 100 м (в долине р. Кии в Кузнецком нагорье), но, как правило, была значительно меньше. Таким образом, плейстоцен — период сравнительного ослабления тектонической напряженности.

Наконец, в голоцене наблюдаются признаки новой активизации поднятий в большинстве районов Алтае-Саянской области. Подвижки отмечаются в основном вдоль обновленных разломов, в особенности в тех местах, где древние разломы совпадают с новейшими. В ряде случаев, например, вдоль Курайского хребта, в долинах рек Жасатера, Куяхтана и др., к линиям сопряжения различных блоков приурочено наиболее частое расположение эпицентров землетрясений в течение последнего столетия (Масарский, Моисеенко, 1962).

Приведенный обзор главных особенностей роли эндогенных факторов на последовательных этапах формирования рельефа Алтае-Саянской горной области позволяет отметить некоторые общие закономерности

проявления новейших тектонических движений на территории гор Южной Сибири.

Четкое совпадение новейших тектонических структур, выявленных по чисто геологическим признакам, с орографическими элементами Алтае-Саянской горной области, подчеркивает определяющую роль направленности и интенсивности тектонических движений как в морфоструктурном облике ее современного рельефа, так в истории его формирования.

Следуя упомянутому выше геоморфологическому подходу к выделению периода новейшего тектонического развития земной коры, началом его для гор Южной Сибири мы принимаем средний-поздний олигоцен. Близость возрастных рубежей этапов усиления или ослабления интенсивности движений может рассматриваться как одно из доказательств единства причин движений на всей территории. Различия отдельных орографических частей горной области (Алтая, Салаира, Кузнецкого нагорья, Кузнецкой котловины и др.), проявляющиеся в их морфоструктурном облике, связаны в первую очередь с интенсивностью движений в течение главного этапа горообразовательных движений, приходящегося на плиоцен и раннечетвертичную эпоху. Их суммарная амплитуда приблизительно определяется разностью высотного положения верхней поверхности выравнивания, наблюдаемого ныне и устанавливаемого для начала палеогена.

Исторический подход к рассмотрению новейших тектонических движений позволяет объяснить существующие расхождения в оценке преобладающих структурных форм, создаваемых новейшими движениями, которые одни исследователи (К. В. Боголепов, О. А. Раковец и др.) рассматривают как своды, другие (Е. В. Девяткин и др.) как блоки. В значительной степени они основаны на том, что разные авторы имеют в виду структуры различных этапов развития.

На начальных этапах новейшего горообразования преобладал сводовый характер возникающих положительных структур. Зоны разломов палеозойского возраста в это время лишь усложняли своды или придавали им определенную ориентировку. В дальнейшем сам механизм сводообразующих движений должен был привести к растяжению в центральной части свода, вызывая растрескивание и оседание отдельных участков. Явление оседания сопровождалось излиянием базальтовых лав, что имело место в Туве и в Саянах, а также в более восточных областях.

Главный этап горообразования характеризовался наиболее активными поднятиями (на него приходится приблизительно от двух третей до трех четвертей суммарной амплитуды), что вызвало усиленное растрескивание, обновление древних разломов, заложение новых и более дробную дифференцированность интенсивности движений различных блоков. В результате сводовые структуры оказались настолько преобразованными и осложненными, что от них сохранились только отдельные участки. Естественно, что в образовании мозаичной блоковой структуры главную роль играли разломы. В пределах Алтае-Саянской области выделяются глубинные, длительно живущие разломы, крупные региональные разломы и система более мелких. Разломы, возникшие в течение новейшего периода развития, в большинстве случаев наследуют длительно развивающиеся разломы или обновляют ранее существовавшие, но нередко и закладываются заново, пересекая древние структуры. С другой стороны, существуют палеозойские разломы, которые на протяжении мезозоя оказались «залеченными» и в течение новейшего периода не проявлялись (например, Телецкая ветвь Курайского разлома на Алтае).

С развитием зон разломов связано образование целого ряда блоковых структур, которые в рельефе отражаются как морфоструктуры мел-

ких порядков. Такими являются, например, «пришовные» структуры, ограниченные мелкими «оперяющими» нарушениями и выраженные либо в виде сравнительно небольших впадин, либо, напротив, в виде горстогих массивов, выступающих над опущенным крылом. Другой тип структур, связанный с разломами, по механизму возникновения напоминает рифтовые зоны: это узкие, линейные грабены, в одну сторону выклинивающиеся вдоль разломов, а в другую — сочетающиеся, пересекаясь или сливаясь под острыми углами, с другими такими же грабенами, так что получается система провально-разрывных нарушений, сходная с рифтами. В процессе экспериментального моделирования тектонических процессов, происходящих на сводах, П. М. Бондаренко (1967) получил систему трещин и просядок, по своему строению очень напоминающую район Телецкого озера.

В последнее время появились некоторые данные и соображения о возможной связи ртутного оруденения с новейшими разломами в районе Курайского хребта (устное сообщение П. М. Бондаренко). Учитывая высокую миграционную способность ртутных соединений, это предположение представляется весьма интересным, а изучение новейшей блоковой структуры конкретных районов приобретает практическое значение.

Исследование истории и механизма формирования новейших **тектонических структур** интересно и с точки зрения получения выводов о природе движений на неотектоническом этапе. Некоторые выводы можно сделать из попытки анализа соотношения морфоструктурного плана Алтае-Саянской области с распределением основных геофизических полей.

По данным исследований, проведенных Западно-Сибирским геологическим управлением, Алтае-Саянская горная область характеризуется общими отрицательными аномалиями силы тяжести, что вообще характерно для областей молодых поднятий. В пределах Алтая, по наблюдениям Ф. И. Рубахи и М. Я. Шлаина, значения поля силы тяжести уменьшаются по направлению к юго-востоку от Предалтайской равнины. Градиент изменений в пределах Предалтайской равнины невелик, но вблизи северного фаса Алтая резко возрастает, что можно рассматривать как отражение изменений глубины залегания поверхности Мохоровичича. Мощность земной коры в районе Предалтайской равнины колеблется в пределах 27—37 км, а в центральной части Алтая увеличивается до 60 км (Масарский и Моисеенко, 1962). Зоны с повышенной сейсмичностью, как уже указывалось, очень четко соответствуют расположению разломов, проявивших активность в процессе новейшего горообразования. Некоторые из них, например, Белокурихинский разлом, которому в рельефе соответствует северный фас Алтая, являются одновременно и зонами резкого изменения градиентов силы тяжести.

Магнитные аномалии не обнаруживают столь же четкой связи со строением рельефа и новейшими движениями, что вполне понятно, так как новейшее горообразование лишь в очень слабой степени сопровождалось магматизмом.

Приведенные данные позволяют считать, что новейшие поднятия и отрицательные изостатические аномалии могут быть связаны либо с увеличением объема подкорковых масс в этой области, что может объясняться фазовыми переходами вещества в связи с существованием теплового потока к поверхности Земли, либо с перемещениями масс на уровне верхней части подкорнового слоя (в астеносфере).

Если принять расчетные данные Е. В. Артюшкова (1967) о небольшой вязкости вещества астеносферы и о соизмеримости скоростей движений изостатической природы со скоростями распределения ледников, можно было прийти к выводу о том, что в Алтае-Саянской горной области могли появиться гляциоизостатические движения, вызванные ледниковой нагрузкой. Фактических данных об этом практически не имеется.

за исключением упомянутых признаков некоторого снижения активности поднятий на этапе, когда образовалась основная масса черт ледниковой морфоструктуры. Однако недостаточная доказанность представлений об интенсивных гляциоизостатических движениях на севере Сибири, где существовали мощные ледниковые купола, дает основания сомневаться, что сравнительно малый объем четвертичных ледников на горах юга Сибири мог вызвать заметные движения. Ряд доказательств, приводимых Е. В. Артюшковым для подкрепления представления о существовании валообразного поднятия высотой до 100 м, перемещающегося параллельно краю отступающего льда благодаря течениям в астеносфере, фактически данными не подтверждается. Эти соображения заставляют нас склоняться к поддержке мнения о том, что изменение объема подкоровых масс является главной причиной новейших движений. Представляется все же, что в любом случае при анализе новейших движений не следует исключать или сильно ограничивать роль строения земной коры, как это делает, например, Л. Кинг (1967), рассматривая вопросы киматогении, или формирования сводов под действием радиальных напряжений. Как мы видим, линии глубинных разломов оказывают существенное влияние на ориентировку и поведение сводов с самого начала формирования.

Формирование морфоскульптурных черт рельефа Алтае-Саянской горной области на всех этапах шло одновременно с развитием структурных элементов и в значительной степени определялось последними. Однако в современном рельефе хорошо заметны лишь молодые морфоскульптурные черты, созданные на последних этапах развития горной области.

Экзогенные процессы, активизирующиеся при увеличении гипсометрических градиентов, развивались в пределах Алтае-Саянской области в различных климатических условиях, соответствующих ландшафтам сухих степей, светлохвойной и темнохвойной тайги, альпийских лугов, горных тундр и даже перигляциальной пустыни. По отношению к поясным вертикальным зонам реки и ледники являются интразональными элементами. Поэтому в расчленении рельефа, создании гор и придании им современного облика ведущую роль играла деятельность текучей воды. На втором месте оказывается роль оледенений. Остальные процессы, характеризующиеся ландшафтными особенностями, имели меньшее значение, хотя и создали разнообразные и заметные мезо- и микроформы.

Сами климатические условия, определяющие направления экзогенного преобразования форм, созданных новейшими движениями, в горных областях в большей степени подчинены рельефу, поскольку в новейший период возникли огромные горные сооружения, не только создавшие условия для возникновения вертикальной зональности, но и преградившие путь осадкам, приносимым с запада (Синицын, 1963).

Расчленение горных стран долинами под действием водных потоков представляет общее явление, закономерности которого достаточно полно изучены, поэтому на данном экзогенном процессе мы не будем останавливаться.

Более интересной представляется геологическая роль оледенения, в оценке которой существуют различные подходы.

Анализ распространения форм ледниковой морфоскульптуры, включающей как выработанные, так и аккумулятивные образования, и сопоставление с закономерностями распределения современного оледенения показывают, что четвертичное оледенение Алтае-Саянской горной области развивалось в орографических условиях, близких к современным. Отчетливо прослеживаемое изменение интенсивности оледенения с убыванием ее к востоку в пределах как отдельных горных хребтов, так и всей горной страны указывает, что в четвертичном периоде не было

существенных изменений и в общих закономерностях циркуляции атмосферы в умеренных широтах Сибири.

Таким образом, возникновение условий для развития оледенения связано с двумя причинами: ростом гор и встречным снижением хионосферы под влиянием общих для земного шара колебаний климата.

Сочетание этих причин с орографическими особенностями гор (местами расчлененных, местами платообразных, имеющих почти замкнутые впадины) привело к появлению разнообразных по геологической активности типов оледенения, которые частично существовали одновременно, частично сменяли друг друга в процессе цикла оледенения.

Во время максимального развития ледниковых явлений на горных плато и высоких перевалостях выравнивания могли возникать ледники плоских вершин, перераставшие затем в покровы и купола, питавшие горно-долинные ледники. Последние могли иметь различную геологическую активность в зависимости от уклона долин, от интенсивности внешнего обмена и т. д. Наибольшее разнообразие горно-долинных ледников — от весьма активных, до настолько малоактивных, что они почти не преобразовали своего ложа, — наблюдалось в долинах Алтая. Ледники, заполнявшие впадины типа «ледоемов» (Москвитин, 1945; Девяткин, 1963), существовали на Алтае, в Туве и создали весьма специфические сочетания аккумулятивных форм рельефа

Следует отметить, что в появлении и развитии форм рельефа, связанных с оледенением, также наблюдается определенная направленность и необратимость, которая проявляется в том, что при неоднократном появлении и исчезновении ледников ледниковые формы, в особенности выработанные, становятся все более сложными, в общем более крупными, более морфологически завершенными. Как отметил М. В. Тронов (1954 и др.), само развитие оледенения происходит по-разному в зависимости от того, возникают ледники на эрозионных горах или в уже подготовленных цирках, карах и т. д. В полной мере это относится к ледникам малых и средних форм оледенения, классической страной развития которых, по меткому определению М. В. Трнова, является Алтай.

Настоящая работа является первой попыткой обобщить фактический материал по истории развития современного рельефа всей обширной Алтае-Саянской горной области. Участие в ней большого коллектива авторов, естественно, не могло не отразиться в том, что к некоторым общим явлениям подход разных исследователей оказывался различным и, наоборот, стремление выявить общие закономерности могло привести к тому, что некоторые местные особенности развития рельефа отражены недостаточно выпукло. Поэтому при дальнейшем более целенаправленном изучении истории формирования рельефа следует обратить внимание на сбор и анализ фактического материала по ряду проблем, важных как для решения теоретических вопросов, так и для реальных прогнозов перспектив и общей ориентировки поисковых работ на некоторые полезные ископаемые.

Так как восстановление истории развития рельефа опирается на синтез материалов различных отраслей геологии и геоморфологии, более полное освещение таких проблем, как степень синхронности (или асинхронности) рубежей между этапами с различной интенсивностью движений в разных районах большой горной области, зависит прежде всего от полноты исследования стратиграфии кайнозойских отложений. Решение вопросов палеогеографии плиоцен-раннечетвертичного времени, в частности вопроса о древнейшем оледенении, также должно опираться на результаты стратиграфических и литологических исследований. В настоящее время для отложений среднего-позднего плиоцена и нижнего отдела четвертичной системы в горах южной Сибири установ-

лены общие черты, позволяющие выделить их в единую стратиграфическую единицу (эоплейстоцен), которая не содержит бесспорно ледниковых отложений, что, впрочем, нельзя рассматривать как доказательство отсутствия раннечетвертичного оледенения в горах юга Сибири вообще.

При дальнейших стратиграфических исследованиях кайнозоя в Алтае-Саянской области можно ожидать большей отдачи от совместного применения методов абсолютной геохронологии и анализов палеомагнитных свойств пород, учитывая довольно широкое развитие здесь молодого вулканизма. Для уточнения последних этапов, как и всюду, весьма полезен радиоуглеродный метод.

К освещению широкой проблемы происхождения и возраста поверхностей выравнивания и кор выветривания должен быть привлечен комплекс методов. Решение отдельных ее вопросов имеет большое практическое значение для уточнения направления поисков бокситов, фосфоритов и других полезных ископаемых гипергенного типа. В настоящее время можно лишь в общей форме утверждать, что мощные коры выветривания, с которыми связаны полезные ископаемые, лучше всего сохранились на низких ярусах рельефа — в предгорьях и на низких горах высотой в среднем до 1000 м. Именно в предгорьях располагается известное Телекское месторождение фосфоритов, а также ряд месторождений бокситов. Большинство из них связано с переотложением кор выветривания в карстовых полостях.

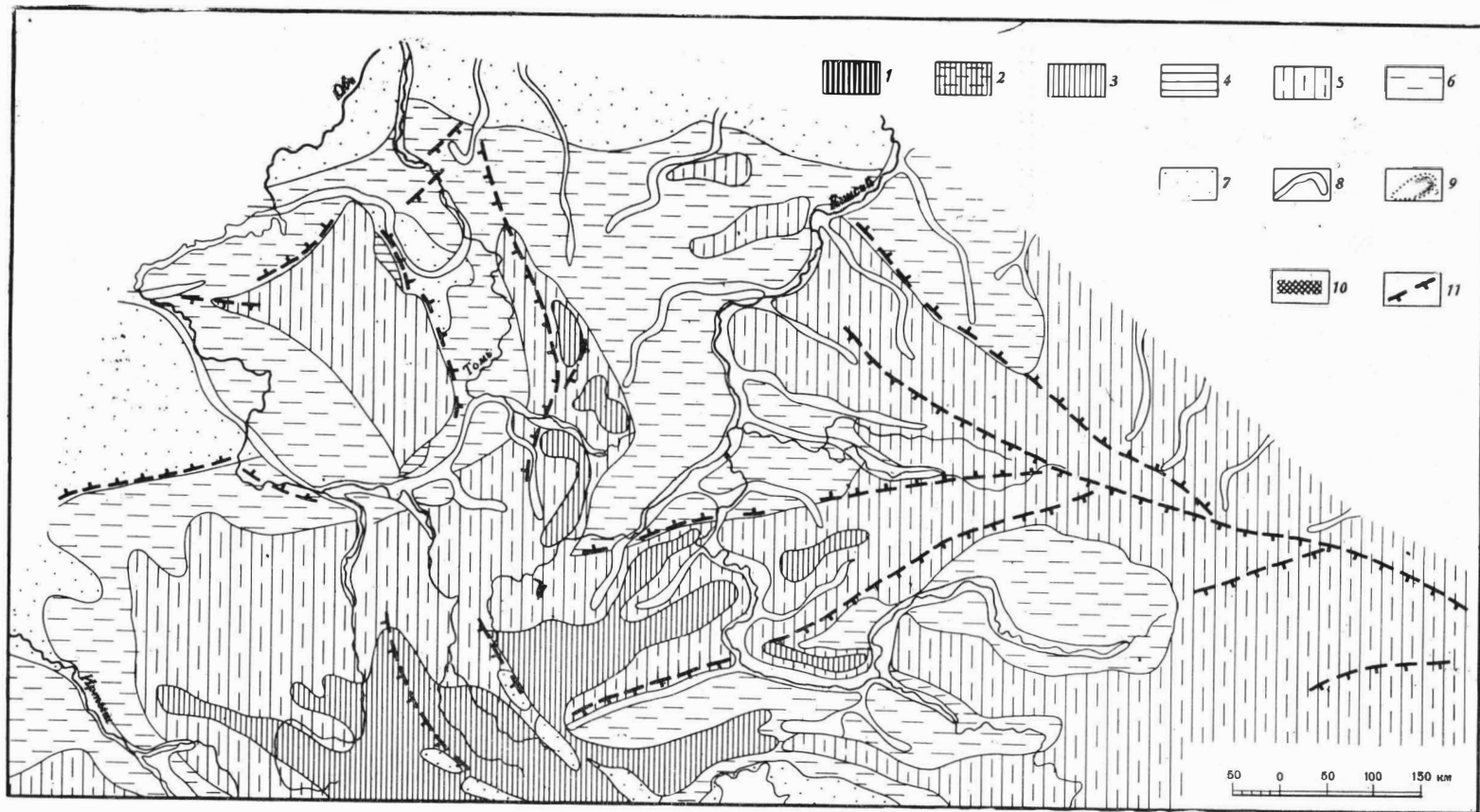
Определенный практический аспект имеет и проблема возможности образования обширных поверхностей выравнивания по типу педиментов, поскольку педименты и педилены могут развиваться в иной гидрогеологической обстановке, нежели пенелены, и, следовательно, могут представлять иные условия развития кор выветривания.

При анализе проявлений разрывных нарушений в рудоносных районах выявляется необходимость исследования не только характера возможных новейших перемещений рудных тел, но и возможности миграции и накопления полезных компонентов в самих зонах молодых разломов.

Анализ новейших тектонических движений в каждом конкретном участке должен стать повседневным методом и во всех поисковых работах на россыпи ценных минералов и металлов.

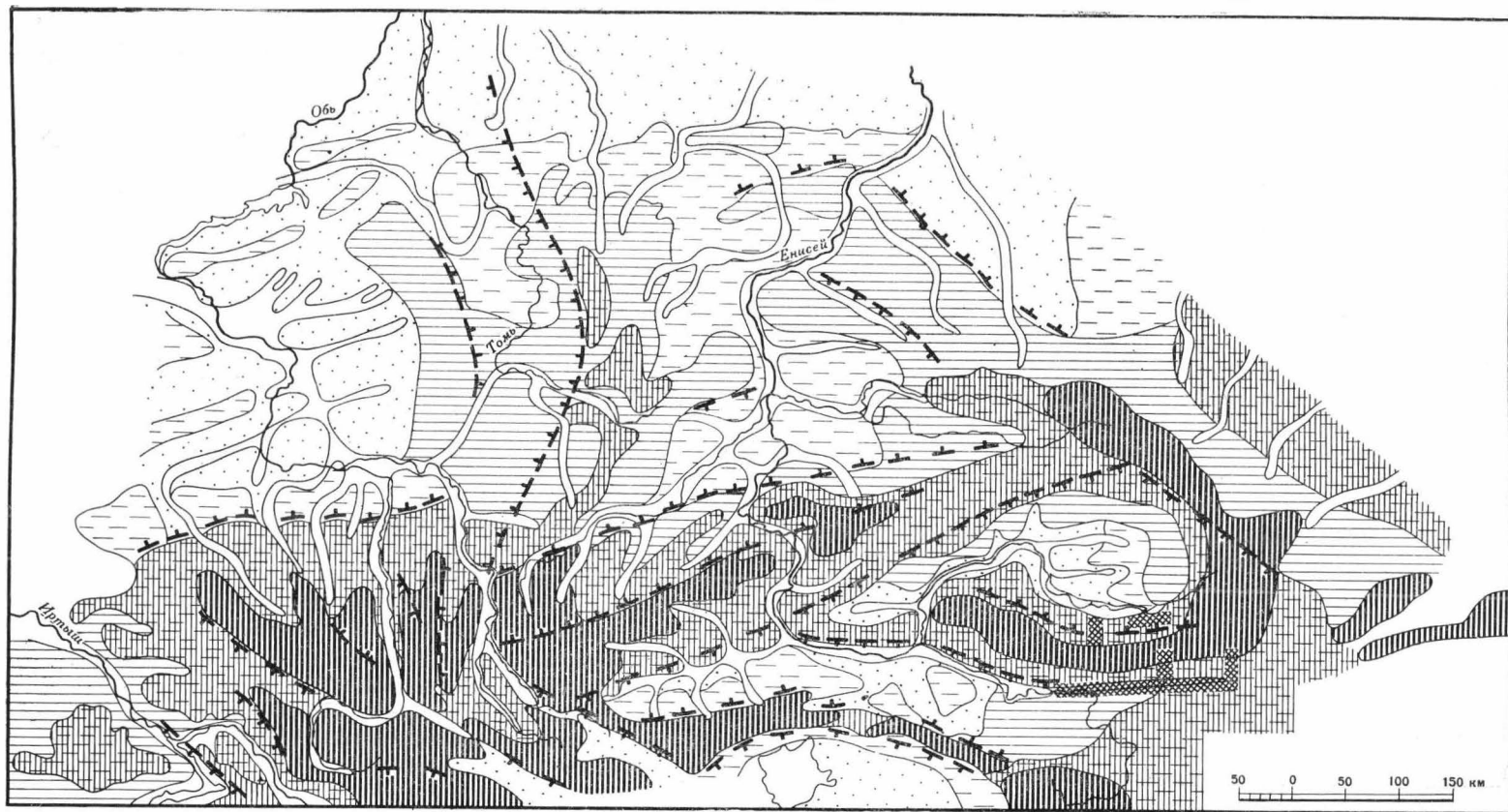
В процессе дальнейшего более детального изучения рельефа и отложений районов, важных в народнохозяйственном отношении, должны использоваться имеющиеся сводные работы и применяться качественно новые методы, что в свою очередь будет поставлять материал для последующих более полных и теоретически глубоких обобщений.

РЕЛЬЕФ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ В КОНЦЕ МЕЛОВОГО — НАЧАЛЕ ПАЛЕОГЕНОВОГО ПЕРИОДОВ



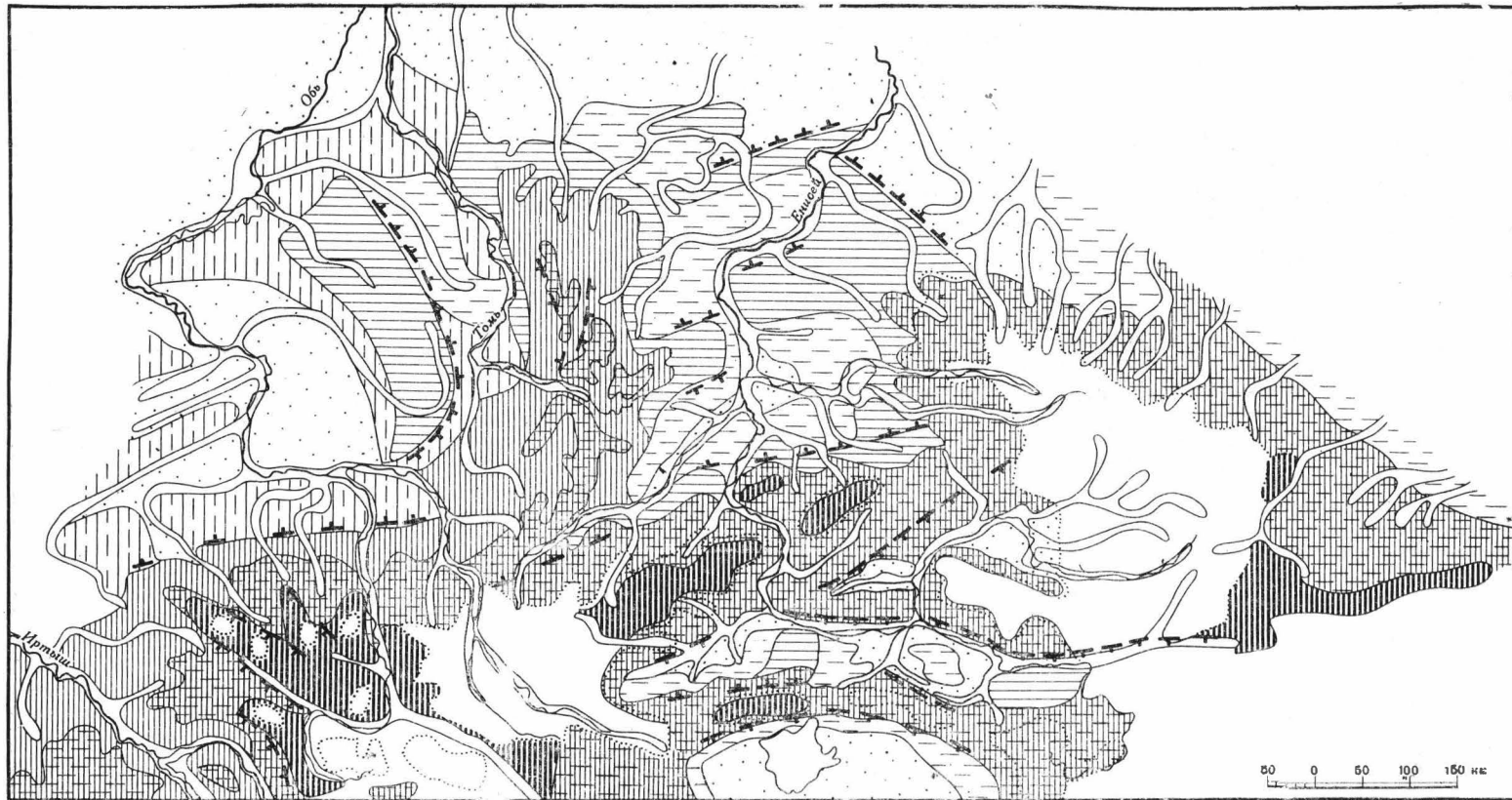
1—горы высокие (2000—3500 м); 2—горы средневысокие (1000—2000 м); 3—горы низкие сглаженные (до 1000 м); 4—горы низкие платообразные; 5—узалисто-холмистые денудационные; 6—равнины денудационные; 7—равнины аккумулятивные (аллювиальные и озерно-аллювиальные); 8—древние речные долины; 9—граница распространения следов ледниковой деятельности; 10—площади развития четвертичных базальтов; 11—разрывные нарушения, выраженные в рельефе

РЕЛЬЕФ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ В КОНЦЕ ПЛИОЦЕНА — НАЧАЛЕ АНТРОПОГЕНА (АОПЛЕЙСТОЦЕН)



Условные обозначения, см. Приложение I

РЕЛЬЕФ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ



Условные обозначения, см. Приложение I

ЛИТЕРАТУРА

- А да менко О. М. Использование геофизических данных для восстановления тектоники погребенного палеозойского фундамента в зоне сопряжения Алтая и Салаира.— Новые данные по геол. и полезн. ископ. Алтайского края. Новосибирск, 1963а.
- А да менко О. М. К геоморфологии восточных предгорий Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963б, вып. 3.
- А да менко О. М. Основные этапы мезозойской и кайнозойской истории Предгорного Алтая.— Геология и геофизика, 1963в, № 2.
- А да менко О. М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода. М., Изд-во АН СССР, 1963 г., т. XXII.
- А да менко О. М. История развития рельефа и неотектоника Северо-Западного Алтая.— Тез. докл. совещ. по геом. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965а.
- А да менко О. М. Опыт применения морфометрического анализа речных долин для изучения неотектоники северных предгорий Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965б, вып. 5.
- А да менко О. М. Стратиграфия досамаровских отложений четвертичной системы в северо-западных предгорьях Рудного Алтая.— Сб. «Четвертичный период Сибири». М., изд-во «Наука», 1966.
- А да менко О. М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Автореф. канд. дисс., 1967.
- А да менко О. М., За ж и г и н В. С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст чокковской свиты Южной Кулунды.— Сб. «Стратигр. значение антропоген. фауны мелких млекопитающих». М., изд-во «Наука», 1965.
- А да менко О. М., Ка за ков П. Е., Ко но па В. В. О возрасте бийской террасы.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управл., 1962, № 3.
- А да менко О. М., Ма ло лет ко А. М. О ранне-среднеплейстоценовых долинах Предалтайской равнины.— Вестн. Западно-Сибирского и Новосибирского геологических управлений, 1963, № 2.
- А да менко О. М. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений предгорий Алтая и Салаира.— Новые данные по геол. и полезн. ископ. Алтайского края. (Тез. докл. предстоящей научно-техн. конф. в г. Бийске). Новосибирск, 1963.
- А д л е р Ю. Ф., Кар пов Н. Ф., Нейбург М. Ф., Яворский В. И. Новые материалы по трясу Кузбасса.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. VI, № 10.
- А д р и а н о в А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное в 1881 г.— Зап. РГО, 1888, т. 11.
- А з а р и й Ю. П. О следах древних и современных перигляциальных процессов в Юго-Восточном Алтае.— Геология и геофизика, 1966, № 3.
- А к с а р и н А. В. О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае.— Вестн. ЗСГГ, 1937, № 5.
- А к с а р и н А. В. Чуйский буроугольный район в Юго-Восточном Алтае.— Вестн. Западно-Сибирского геологического управления, 1938, т. I, № 4.
- А л ь т е р С. П. Древние поверхностные выравнивания и коры выветривания южной части Енисейского кряжа.— Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, 1964, вып. 7.
- А лявдин Ф. А., Миханков Ю. М., Рясина В. Е., Хлебников В. К. Информационное сообщение о результатах совместного маршрута по Южному Приобью.— Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1960, № 39.
- А на н ь е в А. Р. Материалы к стратиграфии меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна.— Тез. и реф. докл. IV конф. молодых ученых г. Томска. Томск, 1944.
- А на н ь е в А. Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна.— Уч. зап. Томского гос. ун-та, 1947, № 3.
- А на н ь е в А. Р. Новые материалы к геологии мезозойских отложений в Чулымо-Енисейском бассейне.— Тр. Томского гос. ун-та, серия геол., 1953, т. 124.
- А на н ь е в А. Р., Ва си ль е в Д. А. Материалы к изучению юрских отложений центральной части Кузбасса.— Тр. Томского гос. ун-та, серия геол., 1939, т. 96, № 2.
- А на то л ь е в а А. И. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии девона Минусинского межгорного прогиба.— Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1960, вып. 2.

- Анатольева А. И., Пилипенко В. П. Об ископаемом докембрийском рельефе Горного Алтая (бассейн р. Уландрык).— Геология и геофизика, 1963, № 12.
- Антонов В. С. О климатическом районировании Тувы.— Изв. Всес. Геогр. об-ва, 1954, т. 86, вып. 6.
- Антощенко-Оленев И. В. К стратиграфии кайнозойских отложений бассейна среднего течения р. Джиды.— Мат-лы по геол. и полез. ископ. Бурятской АССР, 1966, вып. X.
- Аншелес О. М. К минералогическому составу салаирского боксита.— Изв. ВГРО, 1931, т. 50, вып. 76.
- Апродов В. А. Новейшая структурная геология.— Сб. Музея землеведения МГУ, «Жизнь Земли», 1965, № 3.
- Арембовский И. В. Стратиграфия четвертичных отложений юга Восточной Сибири.— Тр. Иркутского гос. ун-та, 1958, т. XIV, вып. 2.
- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Тр. Бурятского КНИИ СО АН СССР, 1960, вып. 2.
- Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— Избр. труды, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Архипов С. А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений; террасы Енисея внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности.— Четвертичный период Сибири. М., изд-во «Наука», 1966.
- Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 30.
- Архипов С. А., Кулькова И. А. Новые данные об олигоценых и неогеновых отложениях Чулымо-Енисейской впадины.— Геология и геофизика, 1965, № 12.
- Афанасьев Г. Д. О никеленосной коре выветривания Западно-Сибирского края.— Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, 1938, № 3.
- Афанасьева Е. А., Котенева Т. В., Полярков В. Ф. Почвы Маслянинского льноводного района Западно-Сибирской области.— Мат-лы Кузнецко-Барнаульской почв. эксп. 1931 г., ч. II. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Баженов И. К. Геологическое строение стыка между Западным Саяном и Кузнецким Алатау.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. X, вып. 3. Томск, 1930.
- Баженов И. К. Геологическое строение западной части Западного Саяна.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1933, вып. 3.
- Баженов И. К. Западный Саян.— Очерки по геологии Сибири, вып. 6. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Байковская Т. В. О верхнемеловых флорах Чулымо-Енисейского бассейна.— Сб. «Памяти А. Н. Кривошова». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Башенина Н. В. Формирование современного рельефа земной поверхности. М., изд-во «Высшая школа», 1967.
- Башкевич Н. В. Описание реки Иркут от Тунки до впадения в Ангару.— Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 1, 1856, СПб.
- Баркалов И. А. Некоторые новые данные к стратиграфии осиновских слоев в нижнем течении реки Чулым.— Уч. зап. Томского гос. ун-та, 1958, № 34.
- Батов Н. А. Геологическое строение р. Енисей между 53° и 50°40' с. ш.— Изв. Зап.-Сиб. геол.-развед. упр., 1931, т. II, вып. 1.
- Бегер Ф. Изложение о поисках серебряных руд и золотоносных россыпей в округе Кольвано-Воскресенских заводов для руководства партионным офицерам. В апреле 1831 г.— Горный журнал, 1831, т. IV, № 12.
- Бейром С. Г. Гидрогеологические условия Тыргана и прилегающей к нему полосы угленосных отложений Зенково — Сталинск.— Вестн. Западно-Сибирского геолог.-гидролого-геофизического треста, 1935, вып. 2.
- Бейром С. Г. Гидрогеологические работы ЗСГУ в 1939 г.— Вестн. Западно-Сибирского геологического управления, 1939, № 6.
- Бейром С. Г., Кусковский В. С. Подземные воды Горного Алтая и прогнозная оценка их ресурсов.— Сб. «Методика гидрогеол. иссл. и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока». М., изд-во «Наука», 1966.
- Беленко Н. Г. и др. Путеводитель экскурсии V Всесоюзного литологического совещания, 3. Кузнецкий бассейн. Новосибирск, 1961.
- Белостоцкий И. И. О некоторых общих вопросах геологии Горного Алтая.— Тр. ВАГТ, 1956, вып. 2.
- Белостоцкий И. И. Очерки по истории рельефа Тувы.— «Мат-лы по регион. геол. и геоморфол. склад. обл. Сибири и Средней Азии».— Тр. ВАГТ, 1959, вып. 4.
- Белостоцкий И. И. Основные черты палеогеографии и геологической истории Горного Алтая в девоне.— Изв. вузов, геол. и разведка, 1961, № 5.
- Белостоцкий И. И. Вулканы гор Кара-Тайга (Сой-Тайга) в северо-восточной Туве.— Тр. Лаб. палеовулк. Казах. гос. ун-та, 1963, вып. 56.
- Белостоцкий И. И. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. XXXIV, вып. 6.

- Белоус Н. Х. Особенности истории и условий формирования Западно-Сибирского железорудного бассейна.— В сб. «Западно-Сибирский железорудный бассейн». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Белоусов Д. М. Пути развития золотодобычи Салаирского кряжа.— В сб. «Салаир». Новосибирск, 1936.
- Бельская Т. Н. Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, население и осадки.— Тр. ПИН АН СССР, 1960, т. 82.
- Беляев А. П., Лишкевич В. В., Полтораков Г. И. Угленосность северо-западной части Рудного Алтая.— Вестн. ЗС и НГУ, 1963, № 2.
- Беляков Н. А. Очерк тектоники Минусинской котловины.— Мат-лы по геол., гидрогеол. и нефтегазон. Западной Сибири. Тр. ВСЕГЕИ, общая серия, 1954, вып. 1.
- Берлингер Н. И., Константинов С. В., Лихарев М. И. Ртуть. Обзор минеральных ресурсов СССР, вып. 37, 1927.
- Бессоненко Э. А. К вопросу о возрасте кошагачской и туерьской свит Горного Алтая.— Сб. «Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Бессоненко Э. А., Михеева А. Б. О новых находках верхнеюрской и среднезеновой флоры на юге Западно-Сибирской низменности.— Сб. «Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Бесчарнов В. Н., Коржнев Н. С. Новые данные о коре выветривания на ультраосновных породах Алтайского края.— Сб. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бетехтина О. А., Казанский Ю. П. О границах перми и триаса в западной части Ерунаковского района Кузбасса.— Изв. Томского политехн. ин-та, т. 99. Сб. «Вопросы геологии Кузбасса», т. 2. Изд-во Томского ун-та, 1959.
- Билль О. И. Разведка на железные руды и каменный уголь по притокам рек Берди и Инь в Алтайском округе.— Вестн. золотопромышл. и горн. дела, 1895, № 17, 18, 19.
- Бобров Е. Т. О мезозойских бокситоносных отложениях в Восточном Саяне.— Бюлл. МОИП, 1963 т. XVIII; отд. геол., т. XXXVIII, вып. 2.
- Богацкий В. В. О современном поднятии Восточного Саяна.— Изв. Всес. Геогр. об-ва, 1948, т. 80, вып. 5.
- Богацкий В. В., Мусатов Д. И., Хаин В. Е. Основные проблемы тектоники Красноярского края.— Вестн. Моск. гос. ун-та, 1962, № 6.
- Богданов А. А. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой площади (в связи с изданной в 1956 г. Тектонической картой СССР).— Научн. докл. Высш. школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
- Богданов Д. П. Геологический очерк юго-западной части Кузнецкого каменноугольного бассейна и прилежащих возвышенностей.— Зап. СПб. мин. об-ва, 2-я серия, ч. 118, 1883.
- Богданович К. И. Геологические исследования вдоль Сибирской железной дороги.— Горный журнал, 1894, т. III, IV.
- Боголепов К. В. Новые данные о третичных отложениях Енисейского кряжа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. XXX, вып. 1.
- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Боголепов К. В. К вопросу о стадиях развития земной коры.— Геология и геофизика, 1965, № 6.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., изд-во «Наука», 1967.
- Болгов Г. П. О геологическом строении и полезных ископаемых Тарсминского района на Салаире.— Вестн. ЗСГТ, 1933, вып. 6.
- Большаков П. М. Карст Северовосточного Салаира.— Вестн. ЗСГУ, 1938а, № 1.
- Большаков П. М. Подземные воды Северовосточного Салаира.— Вестн. ЗСГУ, 1938в, № 2.
- Большаков П. М. Новые данные по карсту Северовосточного Салаира.— Изв. Томского индустр. ин-та, 1944, т. 62, вып. 1.
- Большаков П. М. Карст Северовосточного Салаира.— Сб. «Региональное карстование». Изд-во АН СССР, 1961.
- Бондаренко П. М. О рифтовом происхождении некоторых озерных впадин Горного Алтая.— Мат-лы к конф. молодых ученых и аспирантов Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1967.
- Борисов А. А. Аллювиальные образования среднего и нижнего течения р. Бухтармы.— Мат-лы Всес. н.-и. геол. ин-та, 1960, вып. 33.
- Боровиков А. М. О торцовом сопряжении структур Западного Саяна, Западной Тувы и Горного Алтая.— «Тектоника Сибири». Т. II. Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Ботвинников В. И., Колобков М. Н., Кузнецов К. М., Шаманский И. Л. Минерально-сырьевая база строительных материалов Западной Сибири. Геологско-техничко-эконом. характеристика. М., Госгеолтехиздат, 1961.

- Бояршинов А. Геогностическое описание северовосточного склона Салаирского кряжа по левую сторону р. Томи.— Горный журнал, 1856, т. I, № 3.
- Бровков Р. Н., Грайзер М. И., Могилев А. Е. Новые данные по палеогеографии нижнего карбона Алтае-Саянской области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.
- Брусницын Ф. Отчет по обзору рудных и каменноугольных месторождений Салаирского кряжа Алтайского округа. СПб., 1882.
- Бубличенко Н. Л. Геологическое строение берегов Телецкого озера и его происхождение.— Исследование озер СССР, вып. 9. 1937.
- Бубличенко Н. Л. Происхождение Телецкого озера.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 3.
- Бубличенко Н. Л. Третичные отложения северных районов Восточного Казахстана. Четвертичные отложения северных районов Восточного Казахстана.— Геология СССР, т. XX. Восточный Казахстан. ч. I. Госгеолтехиздат, 1941.
- Бубличенко Н. Л., Белоусова В. П., Воднева Е. Д. Геологические исследования в районе Телецкого озера на Алтае.— Изв. ВГРО, 1931, вып. 71.
- Буйновский Н. А., Хавесон Я. И. Первая находка черепа плейстоценового верблюда в Сибири.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода. 1953, № 19.
- Булганов А. И. Верховья Енисея в Урянхее и Саянских горах.— Изв. РГО, 1908, т. 44, вып. 6.
- Булытников А. Я. Геологические исследования в Нижне-Кизирском районе Минусинского округа.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолком., 1929, т. IX, вып. 2.
- Булытников А. Я. Итоги геологического изучения золотоносных районов Западно-Сибирского края за первую пятилетку и дальнейшие задачи.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, вып. 4.
- Булытников А. Я. Золото Салаирского кряжа.— Полезные ископ. Западно-Сибирского края, т. I. Томск, 1934а.
- Булытников А. Я. Признаки оледенения в Саралинском золотоносном районе.— Изв. ГГО, 1934б, т. 66, вып. 2.
- Булытников А. Я. Бурожелезняковые и марганцовые месторождения Салаирского кряжа.— Вестн. ЗСГТ, 1937, вып. 2.
- Булытников А. Я. Золотооруднение Салаирского кряжа.— Вестн. ЗСГУ, 1940, № 3—4.
- Бурневская В. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северо-восточной части Северо-Минусинской котловины.— В кн. «Автореф. науч. трудов ВНИГРИ», вып. 17, 1956.
- Буров В. П. Рельеф юго-запада Кузнецкого Алатау и этапы его формирования.— Уч. зап. Томского гос. ун-та, 1960, вып. 36.
- Бурцев М. П. Канско-Ачинский угольный бассейн. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Бутов П. И. История развития Кузнецкой котловины.— Геология СССР, т. XVI. Кузнецкий бассейн. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1940.
- Буштетт В. А. Полезные ископаемые Минусинского края.— Мат-лы к изуч. полез. ископ. Сибири, 1922, вып. 1.
- Вангенгейм Э. А. Фауна четвертичных млекопитающих юго-востока и востока Сибирской платформы.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Вангенгейм Э. А., Чумаков И. С. О находке остатков верблюда knobloka на Рудном Алтае.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, т. XXII. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Варданянц Л. А. Мезозойская рыхлая толща и четвертичная тектоника, как актуальные задачи геологии в Западной Сибири.— Вестн. ЗСГТ, 1931, вып. 2.
- Варданянц Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Алтайской области.— Тр. Второй Междунар. конфер. Ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1933, вып. 2.
- Варданянц Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа.— Изв. ГГО, 1938, т. LXX, вып. 3.
- Василенко В. К. Геологическая история Зайсанской впадины.— Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 162.
- Василенко В. К., Левченко И. Г. Зайсанская опорная скважина (Восточно-Казахстанская область).— Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 187.
- Васильев А. А. О ртуги в Салаирском кряже.— Вестн. ЗСГР, 1933, вып. 6.
- Васильев Д. А. Геология и полезные ископаемые Тувинской депрессии.— Уч. зап. Томского гос. ун-та, 1947, № 3.
- Васильев Д. А. Опыт хронологического расчленения форм рельефа и связанных с ними четвертичных отложений в западных предгорьях Восточного Саяна.— Тр. Томского гос. ун-та, 1956, т. 133.
- Васильева Н. А. Разрез мальцевской серии по правому берегу р. Томи у Бабьего Камня в Кузнецком бассейне.— Мат-лы Второго совещ. Сиб. темат. комиссии по истории угленакопл. на территории Сибири, Урала и Дальнего Востока, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962, вып. 2.
- Вловин В. В. Геотектонические структуры Колывань-Томской дуги. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 15, «Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности». Новосибирск, 1956а.

- Вдовин В. В. Кайнозойские отложения Каменско-Новосибирского Приобья.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 15. «Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности». Новосибирск, 1956б.
- Вдовин В. В. Геоморфологические уровни Салаирского кряжа и сопредельных территорий.— Тез. докл. совещ. по геом. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. (V пленум Геоморф. комиссии). Апрель 1965 г. Новосибирск, 1965.
- Вдовин В. В. Палеорельеф Салаирского кряжа и влияние его на распределение полезных ископаемых.— Сб. «Вопросы региональной палеогеоморфологии» (Тез. регион. докл. палеогеоморф. совещ. VI Пленума Геоморф. комиссии), Уфа, 1966.
- Вдовин В. В., Ильина В. И. К вопросу о нижней границе тяжинской свиты.— Сб. «Стратигр. мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.
- Вдовин В. В., Кулькова И. А. Третичные отложения Амбарцевского яра на р. Оби.— Сб. «Кайнозой Западной Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1968.
- Вебер В., Марков К. Руть в России.— В кн. «Естеств. производ. силы России», т. IV. «Полезные ископаемые», вып. 9, II, 1920.
- Великовская Е. М. Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыпи.— Бюлл. МОИП, 1946, отд. геол., т. XXI (6).
- Великовская Е. М. Геологическая история Южного и Западного Алтая в кайнозое и формирование древних долин. (Третья научн. конфер. Томского гос. ун-та).— Тр. Томского гос. ун-та, 1954, т. 132.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии.— Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 6.
- Великовская Е. М. История геологического развития и основные этапы формирования рельефа Зайсанской котловины и окружающих ее горных хребтов.— Сб. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд-во МГУ, 1959.
- Великовская Е. М. Красноцветные отложения плиоцена и их развитие на территории СССР, Китая и сопредельных стран.— Уч. зап. Моск. гос. ун-та, 1961, вып. 192.
- Вельмина Н. А. О происхождении западного и гривного рельефа Западно-Сибирской низменности.— Сб. «Геокриол. усл. Западной Сибири Якутии и Чукотки». М., изд-во «Наука», 1964.
- Верещагин В. И. По Катунским Белкам.— Естествознание и география, 1910, № 10.
- Ветров В. А. Новые данные по поискам и разведкам на металлы.— Вестн. ЗСГУ, 1940, № 3—4.
- Винкман М. К. Геологическая карта западной части Алтае-Саянской области. М-б 1 : 6 000 000. Новосибирск, 1960.
- Вишняков С. Г. Петрографическое исследование некоторых глинистых пород коры выветривания и четвертичных отложений восточной части Салаира.— Тр. Геол. фак-та Воронежского ун-та, 1954, т. 31.
- Владимирский Г. М. Новые данные по стратиграфии палеозоя западной части южного склона Западного Саяна.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
- Владимирский Г. М., Черноморский М. А. Складчатые структуры верхнекембрийских отложений левобережья р. Хемчик в Западной Туве.— Мат-лы по регион. геологии Алтае-Саянской области. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 58.
- Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Дариганской области Монголии.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Военно-статистическое обозрение Томской губернии.— «Военно-стат. обзор. Росс. Имп.» Изд. при 1-м отд. Гл. штаба, т. XVII, ч. 2, СПб., 1849.
- Войцель З. А., Иванова Е. А., Маркова Л. Г., Тесленко Ю. В. К истории развития мезозойской флоры Западно-Сибирской низменности.— Тр. СНИИГГИМС, 1961, вып. 14.
- Волков И. А. Ишимская степь (рельеф и покровные лёссовидные отложения). Новосибирск, изд-во «Наука», 1965.
- Вологдин А. Г. Геологические исследования на р. Мане.— Отчет Геолкома за 1926—1927 гг., 1929.
- Вологдин А. Г. Кизир-Казырский район.— Тр. ВГРО, 1931, вып. 92.
- Вологдин А. Г. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— Очерки по геологии Сибири. Изд-во АН СССР, 1932а.
- Вологдин А. Г. Тубино-Сисимский район.— Отчет о геологических исследованиях 1924—1928 гг.— Тр. ВГРО, вып. 198, 1932б.
- Волонтей Г. М. К вопросу о строении мезозойского структурного яруса Тувы.— Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (района хребтов Цаган-Шибету, Хархира-нуру и Сайлюгем).— Бюлл. МОИП, новая серия, 1961, т. XVI; отд. геол., т. XXXVI, вып. 1.

- Воскресенский С. С. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Средне-Сибирского плоскогорья (бассейн Ангары).—Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири, Л., 1957.
- Воскресенский С. С. Зональность рельефа в горах Южной Сибири.—Мат.-лы. Второго геоморф. совещ. М., 1959а.
- Воскресенский С. С. Тектонические формы рельефа.—Вопросы географии, сб. 46. М., 1959б.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
- Воскресенский С. С., Гросвальд М. Г. Об отражении новейшей тектоники в геоморфологии Юго-Восточного Предаянья.—Уч. зап. Моск. гос. ун-та. Геоморфология, 1956, вып. 182.
- Вотах О. А. Некоторые особенности строения куполовидных структур Минусинского межгорного прогиба.—Геология и геофизика, 1960, № 8.
- Выдрин И. П., Ростовский З. И. Материалы по исследованию почв Алтайского округа с приложением двух карт: почвенной и растительно-климатической. Барнаул, 1899.
- Высоцкий В. И. Местное топливо Западно-Сибирского края.—Вести. ЗСГРТ, 1932, вып. 3—4.
- Гаррис М. А. Геоморфология, мезо-кайнозойские отложения и связанные с ними полезные ископаемые Салаирского края. Дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук, 1947.
- Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география СССР. Азиатская часть. Географиз, 1963.
- Гельмерсен Г. Телецкое озеро и телеуты Восточного Алтая.—Горный журнал, 1840, т. 1, № 1—4.
- Гендлер В. Е. О «Чулышманском хребте» и «Чулышманском плоскогорье».—Изв. ВГО, 1960, т. ХСII, вып. 1.
- Геогностическое описание окрестностей Иковского золотого промысла.—Горный журнал, 1834, т. 1, № 3.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. 8. М., изд-во «Недра», 1964.
- Геология СССР, т. XLVI. Кузнецкий бассейн.—М., Госгеолиздат, 1940.
- Геология СССР, т. XVII. Иркутская область. Госгеолтехиздат, 1962.
- Герасимов И. П. Новейшие тектонические движения и их роль в развитии современного рельефа Северного Тянь-Шаня.—Сб. «Вопросы геоморф. и палеогеогр. Азии». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимов И. П., Лавренко Е. М. Основные черты природы Монгольской Народной Республики.—Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 1.
- Герасимов И. П., Мещеряков Ю. А. Рельеф Земли. М., изд-во «Наука», 1967.
- Герасимова Н., Мытарев А., Савельева Л., Экономическая география Кемеровской области. (Пособие для учащихся 8—10 классов.) Кемерово, 1964.
- Герман Б. Ф. Сочинения о Сибирских рудниках и заводах. СПб., 1797—1801. Том I—3.
- Гернросс А. Геогностическое описание Косьминских золотых промыслов в Алтайских горах.—Горный журнал, 1834, т. 2, № 5.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Гляциология Алтая, вып. 1. Изд. Томского гос. ун-та, 1962.
- Глоба В. А. Геоморфология и геология верховьев р. Китой (Восточный Саян).—Тр. Первого совещ. по металлогении Зап. Забайкалья. Изд. Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Иркутск, 1958.
- Глоба В. А., Гордиенко И. В., Шмотов А. П. О гидротермальных проявлениях в юрских отложениях Восточного Саяна.—Геология и геофизика, 1964, № 12.
- Голова Т. Ф. Ископаемые растения из Кемчугского бурогольного месторождения Чулым-Енисейского угленосного бассейна.—Кн. «Палеонтология Западной Сибири».—Тр. Томского ун-та, серия геол., 1948, т. 99.
- Голубева Л. В., Равский Э. И. Антропоген Тункинских впадин.—Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIX. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Голяховский. Об открытии золотоносных россыпей и руд в округе Кольвано-Воскресенских заводов рудоискательскими экспедициями, 1831 г.—Горный журнал, 1832, т. III, № 7.
- Горбунов М. Г. О возрасте третичной флоры у с. Киреевского на Оби.—Докл. АН СССР, 1951, т. 77, № 1.
- Горбунов М. Г. Новые данные о возрасте третичных отложений у деревни Реженка в районе города Томска.—Докл. VII научн. конф., посвящ. 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Вып. 4. Томск, 1957.
- Горбунов М. Г. К изучению Яйского горизонта кремнистых пород в Западной Сибири.—Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 2.
- Горецкий Ю. К. Томь-Чумышское месторождение фосфоритов.—Вестн. ЗСГУ, 1944, № 3.

- Горностаев Н. Н. Геология Горного Алтая. В сб. «Ойротия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Горшков С. П. К изучению террас р. Енисея на участке от г. Красноярска до устья р. Кан.—Сб. мат-лов по геологии Красноярского края. Госгеолтехиздат, 1960.
- Горшков С. П. Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения Енисея.—Докл. АН СССР, 1961а, т. 137, № 5.
- Горшков С. П. К вопросу о происхождении и стратиграфическом положении «покрывных» галечников бассейна среднего течения р. Енисея.—Вестн. Моск. ун-та, серия IV, геол., 1961б, № 4.
- Горшков С. П. Основные черты геоморфологического строения и неотектоника области среднего течения р. Енисея.—Мат-лы по геол. и полез. ископ. Красноярского края, вып. 2. Красноярск, 1961в.
- Горшков С. П. О генезисе и возрасте склоновых отложений северо-запада Восточного Саяна.—Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 3.
- Горшков С. П. и Рыбакова Н. О. О составе и возрасте эоплейстоценовых отложений Красноярского района.—Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 3.
- Грайзер М. И. К вопросу о нижнекарбовом вулканизме юга Сибири и Монгольской Народной Республики.—Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 6.
- Гранэ Г. И. О ледниковом периоде в Русском Алтае. Предварительное сообщение. Изв. Зап.-Сиб. отд. ИРГО, 1915, т. III, вып. 1—2.
- Гранэ Г. И. О значении ледникового периода для морфологии Северо-Восточного Алтая.—Зап.-Сиб. отд. ИРГО, 1916, т. XII, 38.
- Григорьев Н. В., Нагорская Е. П. О происхождении кремнистых песчаников северной окраины Кольвань-Томской зоны.—Вестн. Западно-Сибирского и Новосибирского геологического управления, 1960, № 2.
- Григорьева-Саханова Н. С. Стратиграфия угленосных отложений Чулымо-Енисейского бассейна.—В сб. «Мат-лы по геологии Красноярского края». М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Громов В. И. Новые находки четвертичных млекопитающих на Урале и Салаире в 1938 г.—Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 33, геол. серия, № 10.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).—Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, геол. серия, № 17.
- Гросвальд М. Г. Об отражении новейшей тектоники и геоморфологии Юго-Восточного Предаянья.—Уч. зап. Моск. гос. ун-та, 1956, вып. 182.
- Гросвальд М. Г. Новые данные по новейшему вулканизму Восточной Тувы.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, вып. 3.
- Гросвальд М. Г. Восточно-Тувинский район четвертичных вулканов.—Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 3.
- Гросвальд М. Г. Каменные глетчеры Восточного Саяна.—Природа, 1959, № 2.
- Гросвальд М. Г. Некоторые вопросы неотектоники Саяно-Тувинского нагорья.—Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXV; отд. геол., 1960, т. XXXV, вып. 2.
- Гросвальд М. Г. О происхождении так называемых «злияющих тектонических трещин» в Саянах и Прибайкалье.—Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXVI; отд. геол., 1961а, т. XXXVI, вып. 2.
- Гросвальд М. Г. Разрез позднеледниковых отложений и механизм убывания последнего оледенения Тувы.—Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXVI; отд. геол., 1961б, т. XXXVI, вып. 6.
- Гросвальд М. Г. К истории антропогена Тувы.—Бюлл. МОИП, новая серия, т. XLVI; отд. геол., т. XXXVII, 1962а, вып. 1.
- Гросвальд М. Г. Районы современного оледенения Восточного Саяна.—Мат-лы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, № 6. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Гросвальд М. Г. Центральный Восточно-Саянский район современного оледенения.—Вестн. Моск. гос. ун-та, серия V. География, 1962в, № 5.
- Гросвальд М. Г. Проблема кратности и стадальности древних оледенений Тувы.—Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXVIII; отд. геол., т. XXXVIII, 1963а, вып. 2.
- Гросвальд М. Г. Современные ледники в горах Северо-Восточной Тувы.—Кн. «Иссл. ледников и ледниковых районов», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (Оледенение, вулканизм, неотектоника). М., изд-во «Наука», 1965.
- Гросвальд М. Г., Сильнизская В. И. Современные ледники Саяно-Тувинского нагорья.—Мат-лы гляциол. иссл. Хроника, обсуждения, № 10. М., изд-во «Наука», 1964.
- Гросвальд М. Г., Станкевич Е. Н., Уфлянд А. К. Новые данные Хамсыра-Бийхемского междуречья в Северо-Восточной Туве.—Мат-лы по регион. геологии. Тр. ВАГТ, 1959, вып. 5.
- Грум-Гржимайло Г. Е. Западная Монголия и Урянхайский край, т. III, вып. 2. Изд. РГО, 1930.
- Гудилин И. С. Некоторые вопросы неотектоники Восточной Тувы.—Тез. докл. на Межвед. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Секция Восточной Сибири. М., 1957.

- Гудилин И. С. Некоторые вопросы неотектоники Восточной Тувы.— Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Изд-во АН СССР, 1961, т. 3.
- Гудилин И. С. Геоморфология.— В кн. «Геология СССР», т. 29. Тувинская АССР. М., изд-во «Недра», 1966.
- Гудилин И. С., Додин А. Л., Нордега И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:500000. М., Госгеолтехиздат, 1952.
- Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н. Стратиграфия девонских отложений Тувинской котловины.— Тез. докл. на Межвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сибири. Секция стратигр. средне- и верхнепалеоз. отложений. Л., Госгеолтехиздат, 1956.
- Девяткин Е. В. О третичных отложениях Джулакульской котловины (Восточный Алтай).— Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6.
- Девяткин Е. В. Озерные бассейны ледникового времени в Юго-Восточном Алтае.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXVI; отд. геол., т. XXXVI, 1961, вып. 3.
- Девяткин Е. В. Основные вопросы новейшей тектоники Юго-Восточного Алтая.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1962, № 27.
- Девяткин Е. В. Закономерности накопления кайнозойских отложений в условиях молодых тектонических движений (на примере Юго-Восточного Алтая). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М., 1963а.
- Девяткин Е. В. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1963б, т. XXII.
- Девяткин Е. В. Морфология новейших структур Юго-Восточного Алтая.— Сб. «Проблемы неотектоники». М., 1964а.
- Девяткин Е. В. Характер новейших дислокаций поверхности выравнивания в горах Алтая и Западной Тувы.— В сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., Тр. ГИН АН СССР в, 126, 1964б.
- Девяткин Е. В. История развития и новейшая тектоника Чуйско-Курайской зоны межгорных впадин Горного Алтая.— Тез. докл. совещ. по геол. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965а.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М. изд-во «Наука», 1965б.
- Девяткин Е. В. Морфология новейших структур Юго-Восточного Алтая и их соотношение со структурами докайнозойского основания.— В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., изд-во «Недра», 1967.
- Девяткин Е. В., Ефимцев Н. А., Селиверстов Ю. П., Чумаков И. С. Еще о ледоомах Алтая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода АН СССР, т. XXII, 1963.
- Девяткин Е. В., Лискун И. Г. К стратиграфии кайнозойских отложений Западной Монголии.— Бюлл. МОИП, серия геол., 1966, вып. 5.
- Девяткин Е. В., Старобогатов Я. И. О фауне пресноводных моллюсков из эоплейстоценовых отложений Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 5.
- Демшин Я. Я. Нивальные процессы на предалтайских равнинах, в предгорьях Алтая и Салаира.— Сибирский геогр. сб., № 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Дербигов И. В. К вопросу о магнезите в Западной Сибири.— Вестн. ЗСГУ, 1940, № 1.
- Дербигов И. В. Мезозойские бокситы в свете корреляции их химического состава.— Вестн. ЗСГУ, 1945, № 3—4.
- Дербигов И. В., Панкуль Л. И. Итоги работ ЗСГУ по металлам за 1943 г.— Вестн. ЗСГУ, 1944, № 1—2.
- Державин А. Н. Геологические наблюдения по линии Томско-Барнаульского и Барнауло-Кузнецкого трактов.— Изв. Томского ун-та, 1890, т. 2. отд. II.
- Державин А. Н. Геологические наблюдения в бассейне реки Томи.— Горный журнал, 1893, т. IV, № 10.
- Державин А. Н. Западная часть Кузнецкого каменноугольного бассейна.— Горный журнал, 1895, т. I, № 1.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Клярковский В. М., Щербakov Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4.
- Добродеев О. П. Эволюция выветривания и палеогеография Минусинской котловины и ее горного обрамления. Автореф. дисс. Моск. гос. ун-та, 1965а.
- Добродеев О. П. Состав и происхождение покровных глин Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау.— Вестн. Моск. ун-та серия V, География, 1965б. № 4.
- Добыча золота в Алтайском округе средствами кабинета е. и. в. Сметные предположения на 1897 г. Ридлеровский рудник.— Вестн. золотопромышленности. 1898. Томск. Томск.
- Довгаль Н. Д. Новая точка ртутного оруденения в Салаирском кряже.— Минеральное сырье, 1936, № 3.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Углетехиздат, 1948.

- Додин А. Л. Новые данные по геологии Юго-Западной Тувы.—Тр. ВСЕГЕИ, общ. серия, 1949, вып. 9.
- Додин А. Л. Объяснительная записка к геологической карте листа М-46 (Тува). М-б 1 : 1 000 000. Госгеолтехиздат, 1950.
- Додин А. Л. Объяснительная записка к геологической карте Тувы в масштабе 1 : 1 000 000. Госгеолтехиздат, 1951.
- Додин А. Л. Основные черты истории геологического развития Алтае-Саянской геосинклинальной области.—Мат-лы ВСЕГЕИ, 1956, вып. 8.
- Додин А. Л. Новые данные по стратиграфии и тектонике юго-восточной части Восточного Саяна.—Сб. «Мат-лы по регион. геологии Алтае-Саянской обл.». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961а, т. 58.
- Додин А. Л. Основные черты тектоники центральной и восточной части Алтае-Саянской области.—В кн. «Мат-лы по Восточной Сибири». Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961б, т. 66.
- Додин А. Л., Конников А. З., Ляцкий В. Б. Стратиграфия западной части Восточного Саяна.—Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 1.
- Додин А. Л., Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской автономной области. М-б 1 : 1 000 000. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1951.
- Додин А. Л., Маньковский В. К. Основные черты стратиграфии восточной части Восточного Саяна.—Сов. геология, 1961, № 4.
- Дорофеев П. И. Об олигоценовой флоре с. Козюлино в устье р. Томи.—Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 5.
- Дорофеев П. И. Новые данные о третичных флорах Киреевского яра на Оби.—Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 1.
- Дубинкин С. Ф. К вопросу о пенеппене Алтая.—Вестн. ЗСГУ, 1940, № 2.
- Дубинкин С. Ф. К морфологии Юго-Восточного Алтая.—Вестн. ЗСГУ, 1941, № 4.
- Дубинкин С. Ф. Новые данные о майминской «морене» Горного Алтая.—Сов. геология, 1961, № 4.
- Дубинкин С. Ф., Адаменко О. М. Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий.—Сб. «Кайнозой Западной Сибири». М., изд-во «Наука», 1967.
- Дубинкин С. Ф., Климович А. А. Четвертичные отложения западной части Алтае-Саянской складчатой области.—Служ. информ. сообщ. СНИИГГИМС, 1962.
- Думитрашко Н. В. О древности рельефа Юго-Восточной Сибири.—Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1940, № 5.
- Думитрашко Н. В. Молодость и древность рельефа Юго-Восточной Сибири.—Проблемы геоморф. Тр. Ин-та географии АН СССР, 1948, вып. 39.
- Дэвис В. М. Геоморфологические очерки. ИЛ, 1962.
- Евсеев М. Ф. Угли Алтайского края. Сб. «Местное топливо Западной Сибири». Томск, 1940.
- Егоров А. С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае.—Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1937, вып. 40.
- Елисафенко И. И. Мезозой северного продолжения Кузбасса.—«Вопросы геологии Кузбасса I». Углетехиздат, 1856.
- Еремеев В. П. О кристаллах золота из области Войска Донского, из монетной дачи на Урале, из Олекминских приисков и с р. Суengi в Алтайском округе.—Зап. Мин. об-ва, 1895, т. 33, вып. 2.
- Еремеев В. П. Материалы по петрографии и нерудным ископаемым Юго-Восточной и Западной Тувы.—Тр. ИГЕМ АН СССР, 1957, вып. 10.
- Еремеев В. П. Четвертичные базальты Восточной Тувы.—В кн. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Еремеев В. П., Шорыгина Л. Д. Глины и суглинки центральной части Тувинской автономной области.—Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1955, вып. 165, петрогр. серия, № 47.
- Ермолтаев С. С., Попов Г. Г. Результаты геолого-поисковых работ на Салаирские бокситы в 1933 г.—Вестн. ЗСГРТ, 1933, № 6.
- Ефимовский И. Географическое обозрение Западной Сибири и Киргизской степи.—Журнал Мин-ва внутр. дел, 1855, т. XII, отд. 3.
- Ефимцев Н. А. Климатический очерк (Тувы).—Тр. Тувинской компл. экспед., вып. 3. «Природные усл. Тувинской авт. обл.». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Ефимцев Н. А. О нижней границе четвертичной системы в Алтае-Саянской горной области.—Тр. ГИН АН СССР, 1959, вып. 32.
- Ефимцев Н. А. О характере и количестве оледенений Горного Алтая и Саян.—Сб. «Вопросы геологии антропогена». К VI конгр. INQUA, Польша, 1961. Изд-во АН СССР, 1961а.
- Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.—Тр. ГИН АН СССР, 1961б, вып. 61.

- Ефимцев Н. А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1964, № 29.
- Ефимцев Н. А. О выявлении новейших региональных прогибаний горных областей (на примере Горного Алтая).— Тез. докл. Совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Жалковский Н. Д., Цибульчик Г. М., Цибульчик П. Д. Годографы сейсмических волн и мощность земной коры Алтае-Саянской складчатой области по данным регистрации промышленных взрывов и местных землетрясений.— Геология и геофизика, 1965а, № 1.
- Жалковский Н. Д., Цибульчик Г. М., Цибульчик П. Д. Каменское землетрясение 15 февраля 1965 г.— Геология и геофизика, 1965б, № 12.
- Желубовский Ю. С. Четвертичные вулканы Монголии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 5.
- Живаго А. В. Опыт применения шлиховского метода при геоморфологическом анализе долины р. Бии (Алтай).— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1948, вып. 39.
- Жуков Л. Н. Пески.— В кн. «Полезные ископ. Западно-Сибирского края». Т. II. «Нерудные ископаемые». Новосибирск, ОГИЗ, 1934а.
- Жуков Л. Н. Минеральные краски.— В кн. «Полезные ископ. Западно-Сибирского края». Т. II. «Нерудные ископаемые». Новосибирск, ОГИЗ, 1934б.
- Забелин И. М. О характере последнего оледенения в верховьях рек Иркута и Китоля.— Вестн. Моск. гос. ун-та, 1950, № 2, серия физ.-мат. и естеств. наук, вып. 8.
- Забелин И. М. Ландшафты Ильчино-Китойской котловины (Восточный Саян).— Вестн. Моск. ун-та, 1952, № 5, серия физ.-мат. и естеств. наук, вып. 3.
- Завалишин А. А. Почвы Кузнецкой лесостепи.— Мат-лы Кузнецко-Барнаульской почв. экспед. Серия сибирская, вып. 20, ч. III. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Зайцев А. М. Озеро Шира и его окрестности.— Изв. Томского ун-та, 1902, вып. 22.
- Зайцев А. М. По верхнему и среднему Чарышу, его притокам и по реке Коксу, притоку Катунь.— Горный журнал, 1906, № 7.
- Зайцев Н. С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола.— Докл. АН СССР, 1947, т. LVII, № 9.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы.— В кн. «Вопросы геологии Азии». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, т. 117, № 4.
- Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.— Каледонская орогенция, Междунар. геол. конгр., XXI сессия, 1960 г. Проблема 19. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Проблемы регион. тектоники Евразии. Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Зайцев Н. С., Сажина В. В. Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Тува).— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 1.
- Зальцман И. Г. О железистых породах кайнозоя южной части Западно-Сибирской низменности.— Вестн. ЗСГУ, 1957, № 2.
- Зальцман И. Г. Стратиграфическая схема третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратигр. мезоз. и кайноз. отлож. Гостоптехиздат, 1957.
- Зельцман И. Г. Стратиграфия третичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Мат-лы по геол. Зап. Сиб., 1958, т. 61.
- Зальцман И. Г. Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения южной части Западно-Сибирской низменности.— Сов. геология, 1962, № 4.
- Зальцман И. Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1965.
- Зальцман И. Г., Селяков С. Н. Четвертичные погребенные почвы Приобского плато.— Изв. СО АН СССР, 1959, № 1.
- Занин Г. В. Геоморфология Алтайского края.— В кн. «Природное районирование Алтайского края». Изд-во АН СССР, 1958.
- Занин Г. В. Ледниковый рельеф и современные геоморфологические процессы долины верховьев р. Актурю.— В сб. «Исследование ледников и ледниковых районов», вып. 1. М., 1961.
- Заузолков В. Ф. Новые площади с жирными углями в северо-западной части Кузбасса.— Вестн. ЗС и НТГУ, 1959, № 4.
- Захаров А. П., Максимов И. П. Меловые и кайнозойские отложения Неня-Чумышского прогиба.— Вестн. ЗС и НТГУ, 1962, № 3.
- Звонарев И. Н. Угли Алтайского края.— Вестн. ЗСГУ, 1947, № 5.
- Звонарев И. Н. К вопросу о корреляции разрезов угленосных отложений мезо-кайнозоя Западной Сибири.— Мат-лы Сиб. темат. комиссии по истории угленакопл., вып. 2. Изд-во СО АН СССР, 1962а.

- Звонарев И. Н. К истории мезозойского угленакопления в Кузнецком бассейне.— Мат-лы Сиб. темат. комиссии по истории угленакопл., вып. 2. Изд-во СО АН СССР, 1962б.
- Звонарев И. Н., Козлов Н. В., Лизалек Н. А., Сендерзон Э. М. Геологическое строение Кузнецкого бассейна.— Путеводитель экскурсии V Всес. литолог. совещ., 3. Кузнецкий бассейн. Новосибирск, 1961.
- Землетрясение (в Бийском округе).— Журнал Мин-ва внутр. дел, т. XXIX, отд. 5. СПб., 1916
- Землетрясение (в Кузнецке).— Сиб. вестн., 1898, № 135 и 162. Томск.
- Землетрясение в южной части Томской губернии.— Зап. Зап.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 4. Омск, 1882.
- Зенкова А. А. Геологическое строение юго-восточной части Салаирского кряжа.— Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, 1934, вып. 12.
- Зенкова А. А. и Матвеевская А. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Салаирского кряжа (Легостаевский район).— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1937, вып. 38.
- Зильберман Я. Р., Багдасаров В. А. Новые данные по магнетитам Салаира.— Вестн. ЗС и НТГУ, 1959, № 4.
- Зоненшайн Л. П. О сочлениии Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива с Алтае-Саянской палеозойской геосинклиальной областью.— Мат-лы по регион. геологии. Тр. ВАГТ, 1959а, вып. 5.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника смежных частей Восточного Саяна и Северной Тувы.— Мат-лы по регион. геологии. Тр. ВАГТ, 1959б, вып. 5.
- Зоненшайн Л. П. Особенности тектонического развития Западного Саяна.— Геология и геофизика, 1961а, № 4.
- Зоненшайн Л. П. Силурийские отложения Западного Саяна.— Геология СССР, т. XV. Красноярский край. Госгеолтехиздат, 1961б.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна.— Геология СССР, т. XV. Красноярский край. Госгеолтехиздат, 1961в.
- Зоненшайн Л. П. Некоторые части структуры и развития Западного Саяна.— Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Зяткова Л. К. К истории развития рельефа в районе сопряжения Южно-Минусинской впадины и Западного Саяна.— Вопросы регион. палеогеоморф. (Тез. регион. докл. палеогеоморф. совещ. VI пленума Геоморф. комиссии). Уфа, 1966.
- Зяткова Л. К. О характере проявления новейших тектонических движений в Южно-Минусинской впадине. Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Матер. Всесоюзн. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока, т. II. Сиб. отд. «Наука». Новосибирск, 1968.
- Иванов А. П. Огнеупорные материалы и флюсы Урала и Кузбасса.— Минеральное сырье и его переработка, 1927, № 1.
- Иванов А. X. Об оледенении северо-восточной части Монгольского Алтая.— Тр. Монгольской комиссии АН СССР, 1949, вып. 38.
- Иванов Б. А. К геологии Иркутского бассейна.— Разведка недр, 1947, № 4.
- Иванов Г. А. Приенисейско-Абаканская мульда Минусинского каменноугольного бассейна, Хакасский округ Сибирского края. (Предварительный отчет о работах 1926/27 гг.).— Изв. Геолкома, 1929, т. LVIII, № 3.
- Иванов Т. С., Мартынов В. А., Михайловская Д. В. Новые данные о распространении угленосной юры на юго-восточной окраине Западно-Сибирской низменности (Новосибирская и Томская области).— В сб. «Новые данные по геол. и полезн. ископ. Новосибирской области». Новосибирск, 1965.
- Иванова Т. Н. Докембрийский магнетизм. Тувинская автономная область и Западный Саян.— Геол. строение СССР, т. 2. Магнетизм. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магнетизма Тувы.— Сов. геология, 1959, № 11.
- Ивановский Л. Н. Террасы долины р. Чуп (Юго-Восточный Алтай).— В кн. «Первая конф. молодых ученых и специал. Западной Сибири, 4—7.XII 1947». Томск, 1948.
- Ивановский Л. Н. Ледниковый ил в четвертичных отложениях Алтая.— «Вопросы географии Сибири», сб. 3, 1953.
- Ивановский Л. Н. К вопросу о древнем оледенении Северного Алтая.— Тр. Томского ун-та, 1956а, т. 133, вып. 1.
- Ивановский Л. Н. Об особенностях древнего оледенения Юго-Восточного Алтая.— Тр. Томского ун-та, 1956б, т. 133, вып. 1.
- Ивановский Л. Н. Продольное профилирование речных террас как метод морфотектонического анализа в Горном Алтае.— Тр. Томского ун-та, 1956в, т. 133, вып. 1.
- Ивановский Л. Н. Эпигенетические долины на Алтае.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1960, т. 92, вып. 5.
- Ивановский Л. Н. Изучение морен ледников Алтая в период Международного геофизического года.— Сб. «Исследование ледников и ледниковых районов», вып. 1. М., 1961а.

- Ивановский Л. Н. Последнее оледенение Алтая.— Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, 1961б, т. III.
- Ивановский Л. Н. Изучение последнего оледенения в бассейне Катуня на Алтае.— Сибирский геогр. сб., вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Ивановский Л. Н. К вопросу о развитии гидрографической сети на севере Алтая.— «Вопросы географии Сибири», сб. 4. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962б.
- Ивановский Л. Н. Новые данные по древнему оледенению в верховьях р. Чуи.— В сб. «Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии». Геогр. сб., т. XVII. М., изд-во «Наука», 1964.
- Ивановский Л. Н. Распространение, морфология и происхождение каров Алтая.— Сибирский геогр. сб., вып. 4. М.— Л., изд-во «Наука», 1965.
- Ивернова М. И. Процессы формирования современных морен в Тянь-Шане.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1952, вып. 49.
- Игнатов П. Г. Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. (Предварительный отчет).— Зап. Русск. геогр. об-ва, 1902, т. 38.
- Ильин А. В. О докембрии и кембрии нагорья Сангилен (Тува).— Бюлл. МОИП, новая серия, т. LVIII, отд. геол., 1958, т. XXXIII, вып. 1.
- Ильин Р. С. К истории рельефа, послетретичных отложений и почв ближайших окрестностей Томска.— Тр. Томского краевед. музея, 1930а, т. III, вып. 1.
- Ильин Р. С. О происхождении рельефа, поверхностных пород и почв Томского района.— Тр. Томского краевед. музея, 1930б, т. III, вып. 1.
- Ильин Р. С. К геологии Кулунды и Оби от Усть-Чарыша до Камня.— Вестн. ЗСГГТ, 1935, № 3.
- Ильин Р. С. Границы оледенения в области среднего течения р. Оби.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1934, № 14.
- Ильина В. И. Сопоставление спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений Северо-Восточного Казахстана и Кузбасса.— В сб. «Систематика и методы изуч. ископ. пыльцы и спор». М., изд-во «Наука», 1964.
- Ильина В. И. О возрасте юрских отложений левобережья р. Томи.— Геология и геофизика, 1965, № 10.
- Ильина В. И. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений южной части Западной Сибири.— В сб. «Палинология в Сибири». К II Междунар. палинол. конф. (Утрехт, Голландия, 1966). М., изд-во «Наука», 1966.
- Ильина В. И., Михеева А. Б. Палинологическая характеристика юрских отложений Кузбасса.— В сб. «Стратигр. мезозоя и кайнозоя Средней Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.
- Ильина Н. С. К вопросу о геотектонике Восточных Саян.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. L, отд. геол., 1945, т. XX (3—4).
- Ильюхина А. В., Кашеев Г. Н., Ломоносова Т. К. Некоторые особенности осадконакопления и минеральный состав юрских отложений северо-западной части Иркутского бассейна.— Тр. Ин-та геол. и геофиз., 1963, вып. 20.
- Иностранцев А. А. Геологическая поездка в Алтайский округ летом 1894 года.— Тр. Геол. части кабинета ЕИВ, 1895, т. I, вып. 2.
- Иностранцев А. А. Геологическое описание северо-западной четверти 14 листа VIII ряда десятиверстной карты Томской губернии. (Лист «Мосты»).— Тр. Геол. части кабинета ЕИВ, 1889, т. II, вып. 3.
- Иностранцев А. А. Об оригинальном самородке золота из россыпей р. Петровка.— Тр. СПб. об-ва естествоисп., 1906, т. 35, вып. 1.
- Иосса Н. Гурьевский завод.— Горный журнал, 1883, т. IV, № 12.
- Кабо Р. М. Высокогорные степи Чуйской долины Алтая.— Вопросы географии, сб. 5, 1947.
- Казакевич Ю. П. и Божинский А. П. Закономерности формирования и размещения золотоносных россыпей Алтае-Саянской складчатой области.— Кн. «Закономерности размещ. полез. ископ.», т. IV. «Россыпи», 1960.
- Казakov И. Н. Стратиграфия нижнепалеозойских образований Западного Саяна.— Тез. докл. на Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Секция нижнего палеозоя и силура. Л., Госгеолтехиздат, 1956.
- Казakov И. Н. Очерк геологического строения Западного Саяна.— Мат-лы по регион. геологии Алтае-Саянской складч. обл.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58, 1961.
- Казakov П. Е. Ртутное оруденение Южного Салаира.— «Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края».— Тез. докл. предстоящей научно-техн. конф. в г. Бийске. Новосибирск, 1963.
- Казанский Ю. П. К стратиграфии юрских отложений Северо-Сундженского района.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1958, т. 90.
- Казаринов В. П. Верх-Аллакское месторождение пылевидного кварца.— Вестн. ЗСГУ, 1941, № 12.
- Казаринов В. П. Геология коры выветривания южной части Колывань-Томской складчатой зоны.— Вестн. ЗСГУ, 1942, № 3 и 4.
- Казаринов В. П. Баркинское месторождение огнеупорных глин.— Вестн. ЗСГУ, 1947, № 4.

- Казаринов В. П. К вопросу о генезисе мезозойских и кайнозойских бокситов в Западной Сибири.— Вестн. ЗСГУ, 1948а, № 3—4.
- Казаринов В. П. Мезо-кайнозойские формации коры выветривания Западной Сибири.— Третья геол. конф. памяти акад. М. А. Усова. Тез. докл. Томского политехн. ин-та, Томск, 1948б.
- Казаринов В. П. Третично-меловая кора выветривания западной части стыка Кузнецкого Алатау и Чулымо-Енисейской впадины.— Вестн. ЗСГУ, 1948в, № 1.
- Казаринов В. П. Фазы и фации структурного элювия.— Вестн. ЗСГУ, 1948 г., № 3—4.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гос-топтехиздат, 1958.
- Калесник С. В. Горные ледниковые районы СССР. Гидрометеониздат, 1937.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
- Калецкая М. С. О современных геоморфологических процессах в горах Северо-Восточного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1939, № 3.
- Калецкая М. С. Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая.— Проблемы геоморфологии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1948, вып. XXXIX.
- Калецкая М. С., Авсюк Г. А., Матвеев С. Н. Горы Юго-Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1945.
- Калецкая М. С., Раковец О. А., Ранцман Е. Я. О легенде геоморфологических карт горных стран м-ба 1:1 000 000 (на примере Тянь-Шаня, Алтая и Урала).— Сб. «Метод геоморф. картирования». М., изд-во «Наука», 1965.
- Камбалов Н. Природа и природные богатства Алтайского края. Барнаул, 1952.
- Камбалов Н. Природа и природные богатства Алтайского края. Барнаул, 1955.
- Капелька В. И., Новожилов Н. И. Очерк развития ракообразных конхострак в триасе Западной Сибири.— Тр. СНИИГПИМС, вып. 22, 1962.
- Карпицкий И. П. Гидрогеологические условия Доронинской впадины.— В сб. «Новые данные по геол. и полезн. ископ. Новосибирской области». Новосибирск, 1965.
- Кашик С. А. Новые данные о юрских конгломератах юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна.— Геология и геофизика, 1962, № 12.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М. Геоморфологический анализ при понских россыпей (на примере Эльгинского золотоносного района в верховьях реки Индигирки). Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1965.
- Кинг Л. Морфология Земли. М., изд-во «Прогресс», 1967.
- Кириллов А. С., Сенцова В. Ф. Геология области сопряжения Салаира, центральной части Ненинско-Чумышской впадины и западной окраины Горной Шории.— Изв. Главн. упр. геол. фондов, вып. 4. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1947.
- Кирова Т. В. О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае.— Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 8, 1956.
- Клеменц Д. А. Краткий предварительный отчет об экскурсиях в системе Абакана, выполненных в 1883 г.— Зап. Зап.-Сиб. отд. Имп. РГО, 1890, кн. XI.
- Клеменц Д. А. Заметка о старом русле Енисея.— Зап. Зап.-Сиб. отд. имп. РГО, 1891, кн. XI.
- Клеменц Д. А. Заметка о потухших вулканах в Хангае.— Изв. Вост.-Сиб. отд. имп. РГО, 1897, т. 28, № 2.
- Клитин К. А. Тектоническое строение центральной части Тувинской межгорной впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Клитин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба.— Тр. ГИН АН СССР, 1960а, вып. 36.
- Клитин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне главного разлома Восточного Саяна.— Докл. АН СССР, 1960б, т. 132, № 3.
- Клопова А. С. Реки (Туву).— Тр. Тувинской компл. экспед., вып. 3. «Природные усл. Тувинской авт. обл.». М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Кляровский В. М. Апрельское месторождение огнеупорных глин.— Третья геол. конф. памяти акад. М. А. Усова. Тез. докл. Томск, 1948.
- Колесникова Т. Д. К познанию третичной флоры Заобского яра в Западной Сибири.— Бот. ж., 1961, т. 46, № 1.
- Колобков М. Н. Кемеровская область. Новосибирск, 1950.
- Коляго С. А. Природные условия и почвенный покров правобережной части Минусинской впадины.— Тр. Южно-Енисейской компл. эксп. СОПС. «Почвы Минусин. впадины», вып. 3. Изд-во АН СССР, 1954.
- Коляго С. А. Геоморфология и почвы сосновых боров правобережной части Минусинской впадины.— Тр. лесному хоз-ву. Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1955, вып. 2.
- Коляго С. А. Четвертичные отложения правобережной части Минусинской впадины.— Тр. Томского гос. ун-та, 1956, т. 133.
- Комаров В. Л. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 г.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1905, т. 41, вып. 1.
- Конииков А. З., Маньковский В. К. Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и нижнем кембрии.— Геология и геофизика, 1963, № 10.

- Кононов А. Н. О разрывной неотектонике на юго-востоке Горного Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965, вып. 5.
- Коржинский Д. С. Петрографические данные о конгломератах в основании юрских слоев в северных предгорьях Саура.— Изв. Главн. геол.-разв. упр., 1930, т. 149, № 8.
- Коржнев Н. С. Перспективы развития геологических работ в северо-восточной части Горного Алтая и на юге Салаира.— Новые данные по геол. и полезн. ископ. Алтайского края. Новосибирск, 1963.
- Коржнев Н. С., Безходаров В. Н. О типах никеленосной коры выветривания Южного Салаира.— В сб. «Новые данные по геол. Алтайского края». Новосибирск, 1962.
- Коровин М. К. Очерк геологического строения и полезных ископаемых Томского округа.— Тр. Об-ва изуч. Томского края, 1927, вып. 1.
- Коровин М. К. Минусинский каменноугольный бассейн.— В сб. «Угленосные районы Сибири», 1933.
- Коровин М. К. Минусинский каменноугольный бассейн.— В кн. «Полезные ископ. Красноярского края», 1938.
- Коровин М. К. Новая поздпалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины.— Сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Костенко Н. П. Опыт реконструкции путей переноса кайнозойских моласс и общие закономерности строения рельефа горных стран.— В сб. «Проблемы изуч. четвертич. периода». М., изд-во «Наука», 1965.
- Котельников Л. Г. Маршрутные геологические исследования в районе рек Ока, Уда.— Тр. Всес. геол.-развед. объедин. НКТП СССР, 1933, вып. 228.
- Котта Б. Ф. Рудные месторождения Салаира.— Горный журнал, 1869, т. IV, № 10.
- Кочетков И. А. Основные черты геологического строения Бийско-Барнаульской впадины и ее обрамления по геофизическим данным.— Новые данные по геол. и полезн. ископ. Алтайского края. Новосибирск, 1962.
- Кравцова В. И. Строение рельефа и его значение для сельского хозяйства Алтайского края.— В кн. «Почвы Алтайского края», М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтайско-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 64, вып. 6.
- Красильников Б. Н., Массажковский А. А. Складки облепания Минусинской котловины и их связь с каледонскими структурами.— Бюлл. МОИП, 1958, отд. геол., т. 33, № 2.
- Красильников Б. Н., Массажковский А. А., Суворова В. С. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов их изучения.— Сов. геология, 1955, сб. 42.
- Красников П. Ф. Геологическое строение Средне-Ануйского района Северо-Западного Алтая.— Изв. Томского индустр. ин-та, 1935, т. 54, вып. 3.
- Краткий исторический очерк Алтайского округа (1747—1897 гг.). СПб., 1897.
- Краткое описание золотосодержащих россыпей, открытых в округе Кольвано-Воскресенских заводов в 1883—1875 годы.— Горный журнал, 1837, № 3, 4.
- Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1957.
- Крашенинников Г. Ф. Некоторые закономерности размещения и состава балахонской серии на юге Западной Сибири.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1959, т. 29.
- Крашенинников Г. Ф. Осадочный верхний палеозой в каледонидах юга Сибири и северо-запада Европы.— Докл. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Проблема 19. Изд-во АН СССР, 1960.
- Крестников В. Н., Рейснер Г. И. К стратиграфии третичных континентальных отложений Центральной Азии — Тувы.— Докл. АН СССР, 1965, т. 164, № 6.
- Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Этап активизации новейших тектонических движений Западного Саяна и Западной Тувы.— Сов. геология, 1966, № 6.
- Кригер Н. И. О происхождении лёсса Рудного Алтая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1963, т. XXII.
- Кригер Н. И., Чумаков И. С., Терехина Г. М. О характеристике лёссовых пород Рудного Алтая.— Тр. Моск. геол.-развед. ин-та им. С. Орджоникидзе, 1961, т. XXXVII.
- Криштофович А. Н. Отпечатки юрской флоры из Марининской тайги.— Изв. Геолкома, 1927, т. 46, вып. 6.
- Криштофович А. Н. Курс палеоботаники. М.— Л., Гостеолтехиздат, 1946.
- Кропоткин П. А. Поездка в Окинский Караул.— Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. 9—10, 1867.
- Кропоткин П. А. Орографический очерк Минусинского, Канского, Ачинского округов. СПб., 1873.
- Кропоткин П. А. Орографический очерк Минусинского и Красноярского округов Енисейской губернии.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 1875а, т. V.

- Кропоткин П. А. Общий очерк орографии Восточной Сибири.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 18756, т. V.
- Крылов П. Н. Лица на предгорьях Кузнецкого Алатау.— Изв. Томского гос. ун-та, 1891, вып. 1.
- Крылов П. Н. Путевые заметки об Урянхайской земле.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 1903, т. 34, № 2.
- Крюков А. С. Овражная эрозия на территории Бие-Чумышской возвышенности.— Уч. зап. Горно-Алтайского пед. ин-та, 1958, т. 2, вып. 3.
- Крюков А. С. Майминская морена.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963а, вып. 2.
- Крюков А. С. Географическое распространение и особенности проявления карстовых процессов в Горном Алтае.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963б, вып. 3.
- Кудрявцев Г. А. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1949, т. 24, № 6.
- Кудрявцев Г. А. Еще об области сопряжения Западного Саяна и Тувы.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. LVII, отд. геол., 1952, т. XXVII, вып. 1.
- Кудрявцев Г. А. Некоторые черты тектонического развития территории Тувы в позднем докембрии и нижнем палеозое.— Тектоника Сибири, т. II. «Тектоника Красноярского края». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Кузнецов В. А. Кузнецко-Алтайские геоструктуры и зона ларамийского ртутного оруденения.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 1.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы.— Докл. АН СССР, 1949, т. 64, № 4.
- Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР, 1952, вып. 12.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— Сб. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Тектоническая схема Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области». Новосибирск, 1966.
- Кузнецов Н. Т. Ледниковые отложения в Монгольском Алтае и их влияние на современную гидрографию рек.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 3.
- Кузнецов Н. Т. Древнее оледенение Монгольского Алтая. (Об одном предположении академика В. А. Обручева).— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А. Болотнинское месторождение огнеупорных глин.— Минеральное сырье, 1930, № 9.
- Кузнецов Ю. А. Глины.— Полезные ископ. Западно-Сибирского края, т. II. Нерудные ископаемые.— Новосибирск, ОГИЗ, 1934а.
- Кузнецов Ю. А. Магnezит.— Полезные ископ. Западно-Сибирского края, т. II. Нерудные ископаемые. Новосибирск, ОГИЗ, 1934б.
- Кузнецов Ю. А. Полезные ископаемые древней коры выветривания в Новосибирском районе.— Вестн. ЗСГТ, 1937, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1939, вып. 41.
- Кузнецов Ю. А. К геоморфологии северо-западной окраины Алтая.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1950, т. 65, вып. 2.
- Кузьмин А. М. Краткий очерк о работе Салаирской партии 1922 года.— Изв. Сиб. отд. Российск. геолкома. Т. III, вып. 3. Общий отчет о сост. и деят. Сиб. отд. Геолкома в 1922 году. Томск, 1923.
- Кузьмин А. М. Материалы к стратиграфии и тектонике Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна.— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1928, т. VII, вып. 2.
- Кузьмин А. М. Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области.— Изв. Зап.-Сиб. отд. Геолкома, т. VIII, 1929, вып. 2.
- Кузьмин А. М. К расчленению отложений ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области.— Зап. Минер. об-ва, серия 2, 1930, ч. 59, вып. 1.
- Кузьмин А. М. Салаирское месторождение огнеупорных глин.— Изв. ЗСГТ, 1932, т. 12, вып. 3.
- Кузьмин А. М. Геологический и геоморфологический очерк бассейна р. Чульча.— Мат-лы по гидробиологии басс. р. Чульчи (Восточный Алтай). Тр. Томского ун-та, 1950, серия биол., т. III.
- Кулибин А. А. Описание Кольвано-Воскресенских заводов по 1833 год.— Горный журнал, 1836, т. I, № 1—3; т. II, № 4—6; т. III, № 7.

- Кулькова И. А. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Томского Приобья.— В сб. «Систематика и методы изуч. ископ. пыльцы и спор». М., изд-во «Наука», 1964.
- Кулькова И. А. Спорово-пыльцевые комплексы третичных отложений Поздняяковского яра на р. Оби.— В сб. «Кайнозой Западной Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1968.
- Куминова А. В. Растительный покров Алтая. Новосибирск, 1960.
- Куражковский Ю. Н. Об асимметрии развития восточных и западных склонов гор в бассейнах рек Уймени и Пыжи.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963, вып. 3.
- Курбатова А. А. Нижнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс Кузнецкого бассейна.— Тр. СНИИГГИМС, 1962, вып. 23.
- Кутюлин В. А. Трапповая формация Кузбасса.— Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1963.
- Кучин М. И. Материалы гидрогеологических исследований на заводской площадке Кузнецкого металлургического комбината. Томск, 1930.
- Кучин М. И. Артезианские воды г. Барнаула.— Вестн. ЗСГГТ, 1935, вып. 2.
- Кушев С. Л. Рельеф (Туву).— Тр. Тувинской компл. эксп., вып. 3. Природные усл. Тувинской авт. обл. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Лабазин Г. С. О находке валунов боксита в Салаирском районе.— Изв. ВГРО, 1931, т. 50, вып. 91.
- Лаврентьев А. И. О геологической истории Кузнецкого нагорья в послесилурийское время.— Мат-лы конф. молодых ученых и аспирантов ИГТ СО АН СССР (апрель 1967 г.). Новосибирск, 1967.
- Ламакин В. В. К стратиграфии четвертичных отложений и истории растительности в Байкальской впадине.— Мат-лы Всес. совеш. по изуч. четверт. периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Лебедев В. Г. Основные проблемы и новейшие теории геоморфологии. Изд. Саратов. ун-та, 1965.
- Лебедев И. В. Юра Центрального района Кузбасса.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1950, т. 65, вып. 2.
- Лебедев И. В. Мезозой Кузнецкой котловины.— Вопросы геологии Кузбасса, т. 1. Углетехиздат, 1956.
- Лебедев И. В. Мезозойские пеллециподы из Чулымо-Енисейской впадины.— Мат-лы по геол. и нефтенос. Западной Сибири. Тр. ВНИИГРИ, 1958, вып. 124.
- Лебедев И. В. К истории юрского угленакопления в восточной части Западной Сибири.— Вопросы геологии Кузбасса, т. 2. Изд. Томского гос. ун-та, 1959а.
- Лебедев И. В. Пеллециподы юрских и меловых отложений Кузнецкого и Чулымо-Енисейского бассейнов.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1959б, т. 99.
- Лебедев И. В. Юра Чулымо-Енисейской впадины.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирской низменности, № 1. Изд. Томского гос. ун-та, 1960.
- Лебедев И. В. Триасовая система (стратиграфический очерк).— Тр. СНИИГГИМС, вып. 22, 1962а.
- Лебедев И. В. Фауна пеллеципод триаса Кузбасса.— Тр. СНИИГГИМС, вып. 22, т. 1, 1962б.
- Лебедев З. А. Основные черты геологии Тувы. (Материалы экспедиции геологического отряда под руководством И. П. Речковского). Вып. 2.— Тр. Монгольской компл. экспед. АН СССР, 1938, № 26.
- Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы.— Докл. АН СССР, 1950, т. 75, № 2.
- Левитис Я. М. Историческая геология с основами палеонтологии и геологии СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Леонтьев Л. К. Краткий геологический очерк Тувы.— Тр. Тувинской компл. эксп. СОПС АН СССР, 1956, вып. 4.
- Лисицына Н. А., Пастухова М. В. Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 95.
- Лискун И. Г. Вещественный состав и условия образования отложений башкауской свиты долины р. Кубадру.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода. XXII. Изд-во АН СССР, 1963.
- Лискун И. Г. Диагенез осадков эоплейстоцена как показатель условий их формирования (на примере Чуйской котловины Горного Алтая).— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Лискун И. Г. и Девяткин Е. В. О первичных доломитах из континентальных неогеновых отложений Чуйской котловины Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 2.
- Лиханов Б. Н. Важнейшие черты природных условий (Туву). В кн.: П. А. Шахунов и Б. Н. Лиханов. «Советская Тува». Кызыл, 1955.
- Лиханов Б. Н. О физико-географическом районировании Тувинской автономной области.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 5.
- Лиханов Б. Н. Межгорные котловины Тувы (физико-географическая характеристика).— Уч. зап. Тувинского н.-и. ин-та языка, литературы и истории, вып. 6. Кызыл, 1958.

- Лиханов Б. Н., Хаусов М. Н. Физико-географические различия Красноярского края.— В кн. «Природные усл. Красноярского края», М., 1961.
- Лобова Н. А., Щербаков Н. И. Верхи ерунаковской свиты и ее граница с триасом по Северо-Талдинской разведочной линии в Ерунаковском районе Кузбасса.— Изв. Томского политехн. ин-та, 1959, т. 99.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., изд-во «Наука», 1964.
- Лодочников В. Н. К геологии базальтов бассейна р. Иркуты.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 2.
- Ломский К. А. К геологии Тырганского надвига.— Вестн. ЗС и НГУ, 1958, № 2.
- Лопушинский П. М. Разведка Цинкостроя на Салаирском кряже.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, № 6.
- Лосев А. Л. Геологическая изученность угольных месторождений Тувы.— Сообщ. о докл. и научн. раб. СОПС АН СССР, вып. 4. Угли Тувинской авт. обл., 1954.
- Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области.— Сов. геология, 1955а, № 46.
- Лосев А. Л. Угленосность Тувинской автономной области (II геол. угольное совещ. при ЛАГУ АН СССР. Тез. докл.), 1955б.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая.— В сб. «Мат-лы по регион. геологии и геоморфол. склад. обл. Сибири и Средней Азии». Тр. ВАГТ, 1958, вып. 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. О границе третичной и четвертичной систем на (Горном) Алтае.— Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. III. Изд-во АН СССР, 1961.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Раковец О. А. Новейшая тектоника Алтая.— В сб. «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
- Лурье М. Л. Кайнозойские базальты Восточного Саяна.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945 и 1956 гг.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Лучицкий И. В. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXII; отд. геол., т. XXXII, вып. 2, 1957а.
- Лучицкий И. В. О молодых базальтах Минусинского межгорного прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957б, № 10.
- Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Львов А. В. О геологических исследованиях в Тункинских и Китойских Альпах.— Сов. Азия, 1930, № 3—4 и 5—6.
- Любалинская З. П., Немировская В. Н., Широкова Е. В. К вопросу о методике литолого-геохимического изучения древних геосинклинальных толщ.— Мат-лы по геол. Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Максимов Е. В. Стадиальный характер отступания вюрмских ледников в Джунгарском Алатау и в некоторых других горных системах Азии.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 1.
- Максимов Е. В. Абсолютная хронология стадий сокращения горных ледников.— XVIII Герценовские чтения. «География и геология». Тез. докл. ЛГПИ, 1965.
- Максимов Е. В. Признаки общепланетарного единства в сокращении горных ледников последнего оледенения.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1966, № 31.
- Малкин Г. В., Колобков М. Н. Салаир. Новосибирск, 1941.
- Малолетко А. М. О геоморфологической деятельности поверхностного речного льда (долины прорыва в нижнем Притоболье).— Вопросы географии Сибири, сб. 3, 1953.
- Малолетко А. М. Новые данные о юрских угленосных отложениях в Алтайском крае.— Вестн. ЗСГУ, 1957, № 2.
- Малолетко А. М. К стратиграфии четвертичных отложений предалтайской части Западной Сибири.— Изв. Вузов. Геология и разведка, 1959, № 8.
- Малолетко А. М. История развития предалтайской части Западной Сибири в мезокайнозое.— Сб. «Некоторые итоги геолог. изуч. Салаирского кряжа». Новосибирск, 1960.
- Малолетко А. М. Условия формирования россыпей лейкоксена на Салаирском кряже.— Разведка и охрана недр, 1961, № 7.
- Малолетко А. М. Геоморфологический анализ при поисках месторождений полезных ископаемых в рыхлых отложениях Салаирского кряжа.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1962а, № 7.
- Малолетко А. М. Геохимические условия формирования месторождений огнеупорных глин на Центральном Салаире.— Сб. «Новые данные по геол. Алтайского края». Новосибирск, 1962б.
- Малолетко А. М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезокайнозое.— Новые данные по геол. Алтайского края. Новосибирск, 1962в.

- Малолетко А. М. Стратиграфия четвертичных отложений предалтайской части Западной Сибири.— В сб. «Вопросы географии Сибири», вып. 4. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962 г.
- Малолетко А. М. История исследования рельефа и рыхлых отложений Салаирского кряжа.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963а, вып. 3.
- Малолетко А. М. Некоторые новые данные по орографии Салаирского кряжа.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963б, вып. 3.
- Малолетко А. М. Неотектоника предалтайской части Западной Сибири.— Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края, Новосибирск, 1963в.
- Малолетко А. М. О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа.— В сб. «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963 г.
- Малолетко А. М. Палеогеографический анализ при гидрогеологических исследованиях Степного Алтая.— Некоторые итоги гидрогеол. изуч. Алтайского края. Новосибирск, 1963д.
- Малолетко А. М. Палеогеографический анализ при изучении гидрогеологических условий восточной части Степного Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963е, вып. 4.
- Малолетко А. М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963ж, т. XXII.
- Малолетко А. М. Первая находка эоценовых бокситов в г. Барнауле.— Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края. Новосибирск, 1963з.
- Малолетко А. М. О распространении *Urtica* и *Sorbicula* в четвертичных отложениях предалтайской части Западной Сибири.— Сов. геология, 1964, № 2.
- Малолетко А. М. Неотектоника Салаирского кряжа.— Тез. докл. Совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока (V пленум Геоморф. комиссии, апрель, 1965). Новосибирск, 1965а.
- Малолетко А. М. Палеогеография Салаирского кряжа в мезокайнозойе. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Томский политехн. ин-т, 1965б.
- Малолетко А. М. Происхождение боровых лошин Степного Приобья.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965в, вып. 5.
- Малолетко А. М. Б. Ф. Сперанский — исследователь рельефа и рыхлых отложений Салаирского кряжа (к 80-летию со дня рождения).— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, вып. 7.
- Малолетко А. М., Артамохова В. В., Кусковский В. С. Литература по гидрогеологии Алтайского края.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963, вып. 4.
- Маринов Н. А. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 г. в Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 6.
- Марков К. К. О форме и происхождении морен в горах.— Уч. зап. Моск. гос. ун-та, вып. 119. География, кн. 2, 1946.
- Маркова Л. Г. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западно-Сибирской низменности.— Междун. палинол. конфер. (Таксон, США). Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мартинсон Г. Г. К статье И. С. Чумакова «Об остатках морских диатомей в континентальных кайнозойских отложениях Рудного Алтая и границе палеогенового моря на юге Западной Сибири». Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 3.
- Мартынов Н. М. Путевые заметки из поездки в северо-восточную часть Минусинского округа.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1883, т. 14, № 3.
- Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири. Гостоптехиздат, 1957.
- Мартынов В. А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности.— Сб. «Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. унифицир. корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности». Гостоптехиздат, 1961а.
- Мартынов В. А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи).— Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. Т. III. Изд-во АН СССР, 1961б.
- Мартынов В. А. О нижней границе четвертичной системы южной части Западно-Сибирской низменности.— «Мат-лы регион. геологии Сибири». Тр. СНИИГГИМС, 1962, вып. 24.
- Мартынов В. А. Состояние и задачи изучения четвертичных отложений Предалтайской равнины.— «Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные (антропоеновые) отложения южной части Западно-Сибирской низменности. (Стратиграфия). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук., Новосибирский гос. ун-т, 1965.
- Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Четвертичный период Сибири», т. 2. М., изд-во «Наука», 1966.
- Мартынов В. А. и Борзенко Е. И. Унифицированная стратиграфическая схема расчленения палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений южной части За-

- падной Сибири и ее применение для Предалтайских равнин.— «Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1962.
- Мартынова О. М. Сетчатокрылое насекомое из меловых отложений Сибири.— Докл. АН СССР, 1954, т. 94, № 6.
- Масарский С. И., Моисеенко Ф. С. О сейсмичности Алтая.— Геология и геофизика, 1962, № 8.
- Маслов В. П. Происхождение и возраст хребта Танну-Ола и Убсунурской котловины.— Землеведение, новая серия, 1948, т. II (42).
- Маслов В. И. и Щукина Е. Н. Строматолитовые известняки с Алтая четвертичного возраста.— Докл. АН СССР, 1950, т. 73, № 4.
- Матвеев С. Н. Осыпи долины Чулышмана.— Проблемы физ. географии, М., 1939, т. VII.
- Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Предгорного Алтая.— Изв. СО АН СССР, геол. и геофиз., 1958, вып. 1.
- Матвеева О. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений Предгорного Алтая, горных районов Восточного Алтая и Западной Тувы.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 31.
- Матвеевская А. Л. К вопросу о строении палеозойского фундамента в районе Бийско-Барнаульской впадины.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956а, вып. 15.
- Матвеевская А. Л. О строении и развитии Кольвань-Томской дуги в области стыка с Салаиром.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956б, вып. 15.
- Матвеевская А. Л. Строение современной поверхности и рыхлого покрова в Северо-Западном Присалаирье.— Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1956в, вып. 15.
- Матвеевская А. Л. Тектоника погребенного палеозойского фундамента южной части Западно-Сибирской низменности.— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 4—5.
- Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мацуи В. М. Палеогеография четвертичного периода Северо-Восточного Казахстана.— Тез. докл. Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. Секция палеогеогр. Новосибирск, 1964.
- Мелешченко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 3.
- Мелешченко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.— Мат-лы ВСЕГЕИ. Мат-лы по геол. и полез. ископ. Восточной Сибири, новая серия, вып. 1960, 32.
- Меркулова К. А. К вопросу о стратиграфическом расчленении третичных отложений Томского Приобья по данным спорово-пыльцевого анализа.— В сб. «Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири». М., изд-во «Наука», 1966.
- Мещеряков Ю. А. Геоморфология. «Физико-географический атлас». М., изд-во «Наука», 1964.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., изд-во «Наука», 1965.
- Мизеров Б. В. К материалам по сопоставлению четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон восточной части Западно-Сибирской низменности.— В сб. «Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. унифицир. и корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности». Гостехиздат, 1961.
- Миляева Л. С. Рельеф и неотектоника западной части Восточного Саяна.— Тез. докл. Совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока (V пленум Геоморф. комиссии, апрель, 1965). Новосибирск, 1965.
- Миляева Л. С. Об анализе некоторых морфометрических данных при изучении новейших движений Восточного Саяна.— Геология и геофизика, 1966а, № 3.
- Миляева Л. С. О связи рельефа западной части Восточного Саяна и прилегающей к нему Минусинской котловины с тектоническими структурами.— Геология и геофизика, 1966б, № 1.
- Минервин А. В. Лёссовые породы Сибири (Алтае-Саянская горноскладчатая область и сопредельные территории).— В кн. «Лёссовые породы СССР». М., изд-во «Наука», 1966.
- Минина Е. Л. О связи морфологии долины верхнего Енисея с новейшими тектоническими движениями.— Информ. сб., № 15, 1959.
- Мирчинк Г. Ф. и Громов В. И. Геологические наблюдения над террасами Енисея и Ангары.— Сибиреведение, 1930, № 5—6.
- Мирчинк С. Г. Древние долины и связанные с ними золотоносные россыпи на примере Патомского нагорья, Енисейского края и Кузнецкого Алатау.— Тр. НИГРИЗолото. 1947, вып. 16.
- Митропольский А. С., Анищенко А. М. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне.— Геология и геофизика, 1964, № 12.

- Митропольский Б. С. Минеральные богатства Западной Сибири. Новосибирск, ОГИЗ, 1931.
- Митропольский Б. С., Кузнецов В. А. Алтае-Салаирская ртутная зона.— Вестн. ЗСГТ, 1936, № 1—2.
- Михайлов Н. И. Сибирь (физико-географический очерк). Географгиз, 1956.
- Михайлов Н. И. Орография Саяно-Алтайской горной системы.— В кн. «Побежденные вершины. Год 1954», М., 1957.
- Михайлов Н. И. Горы Южной Сибири. Очерк природы. М., Географгиз, 1961а.
- Михайлов Н. И. Современное оледенение Шапшальского хребта (Восточный Алтай).— Изв. АН СССР, серия геогр., 1961б, № 3.
- Миханков Ю. М. Отложения второй надпойменной террасы Иртыша и Оби в приалтайской части Западно-Сибирской низменности.— Докл. Горн. об-ва при ВСЕГЕИ, 1958, вып. 1.
- Миханков Ю. М. Палеогеография четвертичного времени в приалтайской части Западно-Сибирской низменности.— Мат-лы годичной сессии уч. совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1959 г. Л., 1960.
- Михеев В. С. Отчет о поездке в Северо-Западную Монголию и Урянхайскую землю. Изд. Глав. упр. Генштаба, 1910.
- Мичков В. А. Каменская ГЭС на Оби и орошение Кулунды. Новосибирск, изд-во «Наука», 1964.
- Моисенко Ф. С. Новейшая тектоника западной части Алтае-Саянской области.— Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Молчанов И. А. Несколько слов о древнем оледенении Восточного Саяна.— Тр. КИЧП, т. II, 1932.
- Молчанов И. А. Восточный Саян.— Очерки по геологии Сибири (вып. 5). Изд-во АН СССР, 1934.
- Монич В. К. Геоморфологический очерк Кузнецкого Алатау.— Тр. Треста золоторазведки ин-та, НИГРИзолото, вып. 6. Л. ОНТИ, 1937.
- Москвитин А. И. Лёсс и лёссовидные отложения в Сибири.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 14, геол. серия, № 4.
- Москвитин А. И. Геоморфология, рыхлые отложения и россыпи Юго-Западного Алтая.— Реф. н.-п. работ за 1944 год ОГГН. Изд-во АН СССР, 1945.
- Москвитин А. И. Алтайские ледоёмы (Критический разбор взглядов на четвертичный возраст Алтайских гор).— Изв. АН СССР, серия геол., 1946а, № 5.
- Москвитин А. И. Май-Копчегайский грабен в Юго-Западном Алтае.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946б, № 4.
- Москвитин А. И. Происхождение рельефа Степного Приобья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Моссаковский А. А. К вопросу о палеогеографии Чебаковско-Балахтинской (Северо-Минусинской) котловины в девонский период.— Мат-лы по регион. геологии. Тр. ВАГТ, 1959, вып. 5.
- Моссаковский А. А. Тектоника Минусинских впадин и их фундамента.— Тектоника Сибири. Т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963а.
- Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. Госгеолтехиздат, 1963б.
- Мурзаев Э. М. Монгольская Народная Республика. Изд. 2. М., Географгиз, 1952.
- Мурзаев Э. М. Природа Синцзяна и формирование пустынь Центральной Азии. М., изд-во «Наука», 1966.
- Муромцев В. С., Жеро О. Г. Стратиграфия. Палеогеография.— В кн.: «Геол. строение и персп. нефтегаз. Кузбасса». Тр. СНИИГГИМС, 1959, вып. 4.
- Мусатов Д. И. и Тарков А. П. К вопросу о тектоническом строении центральной части Саяно-Алтайской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6.
- Мушин А. С. и Кузнецов В. А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 1.
- Мягков Н. М. Морены ледников Белухи.— Вестн. ЗСГТ, 1936, № 1—2.
- Нагорский М. П. Бокситы Юго-Западного Присалаирья.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1934, вып. 17.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии четвертичных отложений центральной части Красноярского района.— Вестн. ЗСГТ, 1937, № 5.
- Нагорский М. П. К вопросу о генезисе коры выветривания Салаира.— Вестн. ЗСГУ, 1940, № 3—4.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины.— Мат-лы по геологии Западной Сибири. 1941а, № 13 (55).
- Нагорский М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности.— Вестн. ЗСГУ, 1941б, № 3.

- Нагорский М. П. Нижнетретичные отложения северо-восточного склона Салаирского кряжа.— Вестн. ЗСГУ, 1943а, № 5.
- Нагорский М. П. Химико-минералогический очерк Вагановского месторождения бокситов и огнеупорных глин.— Вестн. ЗСГУ, 1943б, № 3—4.
- Нагорский М. П. К вопросу о генезисе мезозойских бокситов.— Вестн. ЗСГУ, 1944, № 4—5.
- Нагорский М. П. Пестроцветные отложения Салаирского кряжа.— В сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Нагорский М. П. Закономерности размещения девонских бокситов Салаира.— В кн. «Закономерности разм. полез. ископ.», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Нагорский М. П. и Шумилова Е. В. К вопросу литологии и генезиса Салаирских бокситов.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1934, вып. 12.
- Наковник Н. И. Новые бокситы Салаира и связанные с ними наждаки.— Вестн. ЗСГУ, 1945, № 5.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Нацаг-Юм Л. Рельеф Монгольской Народной Республики в связи с тектоникой и сейсмичностью.— Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Кузнецкого бассейна в Сибири.— Докл. АН СССР, серия А, 1929, т. 14.
- Нейбург М. Ф. Опыт стратиграфического и возрастного подразделения угленосности серии осадков Кузнецкого бассейна.— Изв. Гл. геологоразвед. упр., 1931, вып. 5.
- Нейбург М. Ф. Исследования по стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна в 1930—1931 гг.— Тр. ВГРО, 1934, вып. 348.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии триаса в Кузнецком бассейне.— Докл. АН СССР, 1936, т. 3, № 7.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Танну-Тувинской Народной Республики.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1936а, т. V.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии угленосных отложений Кузнецкого бассейна.— Изв. АН СССР, 1936б, № 4.
- Нейбург М. Ф. Стратиграфическое сопоставление угленосных отложений Минусинского и Кузнецкого бассейна Сибири.— В сб. «В. А. Обручеву». Изд-во АН СССР, 1938.
- Нейбург М. Ф. Угленосные отложения мезозоя Кузнецкого бассейна. Триасовые отложения.— Геология СССР, 1940, т. 16. Кузнецкий бассейн, 1940.
- Нейбург М. Ф. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Тувы.— Докл. АН СССР, т. 24, № 3, 1950.
- Нестеровский Н. Я. Геогностический очерк Кузнецкого угленосного бассейна.— Горный журнал, 1896, т. III, № 9; т. IV, № 10 и 11.
- Нехорошев В. П. Тектоника и рельеф Русского Алтая.— Геол. вестн., 1926, т. V, № 1—3.
- Нехорошев В. П. Проявление Альпийской дислокации на Алтае.— Вестн. Геолкома, 1927, № 2.
- Нехорошев В. П. Геологическое строение окрестностей г. Бийска.— Геол. вестн., 1928, т. VI, № 4—6.
- Нехорошев В. П. Современное и древнее оледенение Алтая.— Тр. III Всес. съезда геологов. 20—26.IX 1928, вып. 2, 1930.
- Нехорошев В. П. Древнее оледенение Алтая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1932а, вып. 1.
- Нехорошев В. П. Материалы для геологии Горного Алтая.— Тр. ВГРО, 1932б, вып. 177.
- Нехорошев В. П. Краткий геологический очерк территории Большого Алтая.— Сб. «Большой Алтай». Л., 1934.
- Нехорошев В. П. О южном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. 6, № 7.
- Нехорошев В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае.— Тр. сов. секции Межд. ассоц. по изуч. четвертичн. периода (INQUA), 1939, вып. IV.
- Нехорошев В. П. Характеристика геоморфологии северных частей Восточного Казахстана.— Рудный Алтай. Геология СССР, т. XX. Восточный Казахстан, ч. I. Геол. описание. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1941.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
- Нехорошев В. П. Четвертичная тектоника Алтая. Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия Геол. и геоморф., 1959, вып. 2.
- Никитин В. П. К вопросу о климате и растительности Сибири в эпоху гиппариона.— Докл. палеобот. конф. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962.
- Никитин П. А. Семенная миоценовая флора у г. Томска.— Докл. АН СССР, 1935, № 3.
- Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1940, вып. 12 (54).
- Никитин П. А. Аквитанская семенная флора Лагерного Сада (Томск). Изд-во Томского гос. ун-та, 1965.

- Никитюк Л. А. История формирования долины р. Иртыша на стыке Алтая и Западно-Сибирской низменности.— Тез. докл. Всес. междувед. совещ. по изуч. четвертич. периода. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана.— Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 45.
- Николаев В. А. Стратиграфическое положение Томской флоры Лагерного Сада.— Докл. АН СССР, новая серия, 1947, т. 58, № 4.
- Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. (Вопросы региональной и тектонической неотектоники). Госгеолтехиздат, 1962.
- Николаев Н. И. Новейшие движения и неотектоника.— «Физико-географический атлас мира». М., 1964.
- Никольченко В. Г., Пан Ф. Я., Чернышев Н. М. Основные черты тектоники западной части Восточного Саяна.— Мат-лы по геол. и полез. ископ. Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Нифантов Ф. П. Инженерно-геологическая характеристика площадок социалистического города Кемерово.— Вестн. ЗСГГГТ, 1935, вып. 2.
- Новожиллов Н. И. Ископаемые двусторчатые ракообразные Кузнецкого бассейна.— Вопросы геологии Кузбасса, т. 1. Углетехиздат, 1956.
- Ногинский Н. А., Подобедов Н. С. Вулканы Восточного Саяна.— Природа, 1953, № 11.
- Нордга И. Г., Гудиллин И. С. Тувинская автономная область (Тува). Физико-географический очерк.— БСЭ, изд. 2-е, т. 43. М., 1956.
- Носин В. А. Почвенный покров Тувы.— Тр. Тувинской компл. экспед., вып. 3. Природные усл. Тувинской авт. обл. М., Изд-во АН СССР, 1957а.
- Носин В. А. Природные районы Тувинской области.— Тр. Тувинской компл. экспед., вып. 3. Природные усл. Тувинской авт. обл. М., Изд-во АН СССР, 1957б.
- Об открытии золотоносных россыпей в Малом Алтае.— Горный журнал, 1831, ч. II, № 4.
- Об открытии золотоносных россыпей и серебряных руд в округе Кольвано-Воскресенских заводов рудонкательными экспедициями 1831 г.— Горный журнал, 1832, ч. III, № 7.
- Обручев В. А. Геологический район золотоносных районов Сибири. Ч. 1.— Западная Сибирь. Золото и платина, 1909, № 4; 1910, № 9 и 10.
- Обручев В. А. Геологический обзор золотоносных районов Сибири. Ч. 1.— Западная Сибирь. Изд. Пост. совещ. конторы золото- и платинопром. СПб., 1911.
- Обручев В. А. О желтом снеге, вылавшем в Змеиномгорском уезде Томской губ., 27—28 января 1911 г.— Тр. Томского об-ва изуч. Сибири, 1912, т. 2, вып. 1.
- Обручев В. А. Геологические исследования в Калбинском хребте (Западный Алтай) в 1911 г.— Ежегодник геол. и минер. России, т. XIV, вып. 9, 1913.
- Обручев В. А. Алтайские этюды. I. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае.— Землеведение, 1914, т. XXI, кн. 4.
- Обручев В. А. Алтайские этюды. II. О тектонике Русского Алтая.— Землеведение, 1915, т. XXII, кн. 3.
- Обручев В. А. Происхождение Телецкого озера.— Природа, 1916, № 11.
- Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии.— Природа, 1922, № 8—9.
- Обручев В. А. К вопросу о тектонике Алтая.— Геол. вестн., 1927, т. V, № 4—5.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период первый, обнимающий XVII и XVIII века (Гмелин, Паллас, Георги). Л., Изд-во АН СССР, 1931.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период второй (1801—1850 годы). (Гельмерсен, Гофман, Миддендорф, Чихачев, Шуровский, Эрман). Л., Изд-во АН СССР, 1933.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период третий (1851—1888 годы). (Кропоткин, Маак, Меглицкий, Чекаповский, Черский, Шмидт). Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. I. Докембрий и древний палеозой. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1935.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. II. Средний и верхний палеозой. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936а.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири.— Сб. «Академику В. И. Вернадскому», т. I. Изд-во АН СССР, 1936б.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период четвертый (1889—1917 годы). (Систематических государственных исследований). Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. III. Мезозой и кайнозой. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Обручев В. А. История геологического исследования Сибири. Период пятый (1918—1940 годы), вып. 4.— Алтайско-Саянская горная страна. (Горные страны Алтая, Кузнецкого Алатау, Салаира, Западного Саяна и котловины Кузнецкая и Минусинская). Изд-во АН СССР, 1944а.

- Обручев В. А. (ред. М. П. Нагорский). Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944б, № 1.
- Обручев В. А. Рец. на «Геологическую карту СССР, м-б 1 : 1000 000, лист № 45».— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 3.
- Обручев С. В. Юрусные долины и маргинальные каналы.— Уч. зап. ЛГУ, серия геогр., 1941, вып. 1.
- Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна.— Тр. Ин-та географии АН СССР, 1946а, вып. 37.
- Обручев С. В. Орография и геоморфология Восточного Саяна.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1946б, т. 78, № 5—6.
- Обручев С. В. Молодые движения и излияния базальтов Саяно-Тувинского нагорья.— Землеведение, 1950, III (XLIII).
- Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, т. 85, № 5.
- Обручев С. В. Новые материалы по орографии Северо-Восточной Тувы.— Вопросы геологии Азии, т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Обручев С. В. Юрусные долины в областях горного оледенения.— Сов. геология, 1959, № 6.
- Огнев В. Н. Альпийская структура северных хребтов Южного Алтая.— Вопросы геологии Азии, т. II. Изд-во АН СССР, 1955.
- Одинцов М. М., Одинцова М. М., Башкиров Л. В. К геологии юрских отложений северо-запада Иркутского амфитеатра.— В сб. «Мат-лы по геол. мезо-кайноз. отлож. Восточной Сибири».— Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1961, вып. 3.
- Окнова Т. М. К петрографии базальтов Монголии и Тувы.— Тр. Монгольской комиссии, 1940, № 37.
- Олюнин В. Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., изд-во «Наука», 1965.
- О производительности рудников, заводов и золотых приисков в Алтайском округе, разрабатываемых на средства Кабинета. «Сиб. торг.-пром. календарь», Томск, 1893.
- Орлов А. Д. О развитии эрозийных процессов в Новосибирской области.— Генезис почв Западной Сибири.— Тр. Бюл. ин-та СО АН СССР, 1964, вып. 12.
- Остроумов В. М. Лыдинная аккумуляция на реках горного Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963а, вып. 2.
- Остроумов В. М. Овражная эрозия и процессы ее естественного затухания на территории Бие-Чумышской лесостепи.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963б, вып. 3.
- Отчет о действии отряженных в минувшем 1833 г. поисковых партий для отыскания месторождений серебряных руд и золотоносных россыпей в горах Алтайских.— Горный журнал, 1834, т. III, № 7.
- Отчет о действии поисковых партий, отряженных в 1837 г. для отыскания золотоносных россыпей и серебряных руд в округе Алтайском или Колывано-Воскресенских заводов.— Горный журнал, 1838, т. II, № 5.
- Отчет о действии поисковых партий, отряженных в 1840 г. для отыскания золотоносных россыпей и серебряных руд в округе Алтайском или Колывано-Воскресенских заводов.— Горный журнал, 1841, т. III, № 7.
- Отчет о действии поисковых партий, отряженных в 1841 г. для отыскания золотоносных россыпей и серебряных руд в округе Алтайском или Колывано-Воскресенских заводов.— Горный журнал, 1842, ч. II, № 4.
- Отчет о действии в 1842 г. поисковых партий в округе Колывано-Воскресенских заводов.— Горный журнал, 1843, ч. II, № 5.
- Отчет о действии поисковых партий, отряженных в 1843 г. для отыскания золотоносных россыпей и серебряных руд в округе Алтайском или Колывано-Воскресенских заводов.— Горный журнал, 1844, т. II, № 5.
- Отчет о действии поисковых партий в Алтайском горном округе в 1849 г.— Горный журнал, 1850, ч. III, № 9.
- Отчет о действии поисковых партий в Алтайском горном округе в 1850 г.— Горный журнал, 1851, ч. III, № 7.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Падуров Н. Н. Геологические исследования в Катунских Альпах летом 1926 г.— Изв. Геолкома, 1927, т. 46, № 4.
- Пенк В. Морфологический анализ. М., Географгиз, 1961.
- Первухина А. Е., Дробинина Н. Я. Карбонатные породы Тувинской автономной области.— Тр. Тувинской компл. экспед. СОПС АН СССР, 1955, вып. 1.
- Петкевич М. В. Современные морфологические процессы в приледниковой зоне Юго-Восточного Алтая.— Тез. докл. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Петров Б. Ф. О происхождении лёссов Бийской лесостепи.— Почвоведение, 1937, № 4.

- Петров Б. Ф. Древняя кора выветривания и послетретичные отложения западной части Кузнецкого Алатау.— Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1939а, т. XIX.
- Петров Б. Ф. Почвы южной части Средней Сибири. Науч. конф. по изуч. и освоению произв. сил Сибири. Тез. докл. Томск, 1939б.
- Петров Б. Ф. О лёссе Алтая.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1948, № 11.
- Петров Б. Ф. Почвы Алтае-Саянской области.— Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1952, т. XXXV.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерценская платформа и Тянь-Шань. (История развития в мезозойское и кайнозойское время и вопросы сейсмичности). М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Петц Г. Г. Геологическое описание юго-западной четверти 14-го листа VIII ряда десятиверстной топографической карты Томской губернии (лист Анисимова-Боровлянка).— Тр. Геол. части Кабинета, СПб., 1898, т. III, вып. 1.
- Петц Г. Г. Геологическое описание юго-восточной четверти 13-го листа VIII ряда десятиверстной карты Томской губернии (лист Старый Шарап).— Тр. Геол. части Кабинета, 1902, т. V, вып. 1. СПб.
- Пинус Г. В. О западной границе области проявления юного вулканизма в горных сооружениях юга Сибири.— Докл. АН СССР, 1952, т. 84, № 2.
- Пинус Г. В. Тектоническое положение гипербазитовых поясов каледонид юга Сибири и сопредельных территорий.— Геология и геофизика, 1965, № 1.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы.— Тр. Тувинской компл. экспед. СОПС АН СССР, 1955, вып. 2.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. В., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Пинус Р. В. Некоторые новые данные о древнем оледенении долины р. Бухтармы в ее среднем течении.— Вестн. ЗСГТ, 1938, № 1.
- Писцов А. Д. Огнеупоры и флюсы Солтонского района.— Вестн. ЗСГТ, 1933а, № 2—3.
- Писцов А. Д. Стройматериалы, огнеупоры и флюсы Кузнецкого металлургического завода.— Томск, 1933б.
- Питтер Т. М. Карст Центрального Салаира.— Сб. «Новые данные по геол. Алтайского края». Новосибирск, 1962.
- Питтер Т. М. Гидрогеологические условия месторождений огнеупорных глин Центрального Салаира.— Некоторые итоги гидрогеол. изуч. Алтайского края. Новосибирск, 1963а.
- Питтер Т. М. Месторождения огнеупорных глин Центрального Салаира и их гидрогеологические условия.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963б, вып. 4.
- Погоня-Стефанович Ю. Ф. Роль альпийского тектогенеза в формировании рельефа Манского Белогорья.— Мат-лы по геол. и полез. ископ. Красноярского края, 1962, вып. 3.
- Пожарский И. Ф. О роли тангенциальных напряжений в формировании структуры Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 2.
- Полезные ископаемые районов Новосибирской области и Алтайского края. (Краткий перечень месторождений). Томск. Изд-во ЗСГУ, 1938.
- Поленов Б. К. Геологическое описание северо-восточной четверти 14-го листа VIII ряда десятиверстной карты Томской губернии (лист Кольчугино).— Тр. Геол. части Кабинета ЕИВ, 1897, т. II, вып. 2, СПб.
- Поленов Б. К. Геологическое описание юго-западной четверти 15-листа VIII ряда десятиверстной карты Томской губернии (лист Кузнецк).— Тр. Геол. части Кабинета ЕИВ, 1907, т. VI, вып. 2, СПб.
- Поленов Б. К. Очерк работ геологической части Кабинета ЕИВ.— Тр. I Всерос. съезда деят. по практ. геол. и развед. делу, 1903 г. СПб, 1908.
- Поленов Б. К. Геологическое описание западной половины 15-го листа, IX ряда десятиверстной карты Томской губернии (листы Ажинка и Томский завод).— Тр. Геол. части Кабинета, 1915, т. 8, вып. 2.
- Полетика И. Геогностическое описание частных золотых промыслов Марининского округа, Томской губернии, Ачинского и Мипусинского округов Енисейской губернии.— Вестн. РГО, 1860, ч. 28, отд. II.
- Поллиновский А. С. Подземные воды района Салаирских рудников.— Вестн. ЗСГГТ, 1935, № 2.
- Поляков Г. В., Федосеев Г. С., Телешов А. Е., Николаев С. М. Шиндинский плутон Ольховского гранитоидного комплекса. Восточный Саян.— В кн. «Магматические формации Алтае-Саянской области», М., 1965.
- Поляков П. П. Ботанико-географические очерки Кузнецкой котловины Салаира и западной предсалаирской полосы.— Мат-лы Кузнецко-Барнаульских почв. экспед. 1931 г., ч. I, 1934.
- Помус М. И. Западная Сибирь (экономико-географическая характеристика). М., Географгиз, 1956.
- Пономарева Е. А. Палеокарпологические комплексы «дорисса» Степного Алтая.— Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края. Новосибирск, 1963.

- П о п о в В. Е. Данные механического анализа отложений террас долины р. Катунь от Катаандийской степи до устья р. Чуи (Центральный Алтай).—Тр. Томского гос. ун-та, серия геол., 1954а, т. 132.
- П о п о в В. Е. Четвертичные отложения долины р. Катунь в Центральном Алтае.— Автореф. канд. дисс. Томск, 1954б.
- П о п о в В. Е. Схема соотношений речных террас и геологических структур долины Катунь между устьями рек Аккема и Чуи.—Тр. Томского гос. ун-та, 1956, т. 133, вып. 1.
- П о п о в В. Е. К вопросу о режимах отступления древних ледников Алтая.—Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 2.
- П о п о в В. Е. Некоторые особенности распределения минералов в аллювиальных отложениях р. Катунь.—Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1963, т. XXII.
- П о п о в В. Е., П о п о в а Н. Н. Этапы формирования наземной дельты р. Курчума.—Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33. Мат-лы по геол. и полез. ископ. Алтая и Казахстана, 1960.
- П о п о в В. Л. Орография Саянской горной системы.—Геодезист, 1937, № 7—8.
- П о п о в В. С., Г е б л е р И. В. Ярское месторождение бурого угля.—Вести. ЗСГУ, 1939, № 2.
- П о р т н о в а Е. А. Меловые спорово-пыльцевые комплексы юго-западной части Чулымо-Енисейского района.—Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1961а.
- П о р т н о в а Е. А. Юрские спорово-пыльцевые комплексы юго-западной окраины Чулымо-Енисейского района.—Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1961б.
- П о р т н о в а Е. А. Юрские спорово-пыльцевые комплексы Обь-Чумышской впадины.—Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края. Новосибирск, 1963.
- П о с т о е в К. И. О следах древнего оледенения в Юго-Западных Саянах.—Изв. Гос. геогр. общ., 1932, т. XIV, вып. 2—3.
- П о т а н и н Г. Н. Очерки Северо-Западной Монголии, вып. 3. СПб., Изв. РГО, 1883.
- Почвы Алтайского края. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- П о я р к о в В. Ф. Почвы Западной предсалаирской полосы.—Мат-лы Кузнецко-Барнаульской почв. экспед. 1931 г., ч. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- П о я р к о в а З. Н. Чулымская опорная скважина (Томская область).—Тр. ВНИИГРИ, 1961, вып. 183.
- П р а в о с л а в л е в П. А. Приобье Кулундйской степи.—Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1933, вып. 6.
- П р а с о л о в Л. И. Кузнецко-Барнаульская экспедиция.—Вести. АН СССР, 1931, № 10.
- П р а с о л о в Л. И. Предисловие.—Мат-лы Кузнецко-Барнаульской почв. экспед. 1931 г., ч. 3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Предбайкалье и Забайкалье. М., изд-во «Наука», 1965.
- Природное районирование Алтайского края.—Тр. Особой компл. экспед. по землям нового сельхоз. освоения. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- П р о т о п о п о в Н. Н. Новосибирская область.—Природа и хозяйство. Экономико-географический очерк. Новосибирск, ОГИЗ, 1948.
- П у м и н о в А. П. К истории долины р. Енисея на участке Миусинского прогиба в кайнозое.—Четвертичный период Сибири, М., изд-во «Наука», 1966.
- Р а в с к и й Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы.—Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 3.
- Р а в с к и й Э. И. К стратиграфии четвертичных отложений (антропогенных) юга и востока Сибирской платформы.—Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 2.
- Р а в с к и й Э. И. и др. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири.—Тр. ГИН АН СССР, 1964, вып. 105.
- Р а в с к и й Э. И., А л е к с е е в М. Н. Четвертичный период в Восточной Сибири.—В кн. «Хронология и климаты четвертичн. периода». Междунар. геол. конгр., 21 сессия. Проблема 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Р а г о з и н Л. А. О верхнемеловых отложениях Западной Сибири.—Проблемы сов. геологии, 1936, № 10.
- Р а г о з и н Л. А. Муляйский буроугольный район.—Вести. ЗСГУ, 1938, № 5.
- Р а г о з и н Л. А. Третичное оледенение Алтая.—Природа, 1941, № 5.
- Р а г о з и н Л. А. Террасы среднего течения реки Катунь.—Тр. научн. конф. по изуч. и освоен. произв. сил Сибири, т. III, 1942.
- Р а г о з и н Л. А. Материалы к четвертичной истории Центрального Алтая.—Вопросы геологии Сибири, т. I. Сб., посвящ. памяти М. А. Усова. Изд-во АН СССР, 1945.
- Р а г о з и н Л. А. О геоморфологическом проявлении тектонических структур на юго-востоке Западно-Сибирской низменности.—Тр. II Всес. геогр. съезда, т. II, 1948.
- Р а г о з и н Л. А. Пластинчатожаберные моллюски из юрских угленосных отложений Кузбасса.—Тр. Томского гос. ун-та, 1954, т. 132.
- Р а г о з и н Л. А. Пелещиподы триаса и юры Кузбасса.—Атлас руковод. форм. ископ. фауны и флоры Зап. Сибири, т. II, 1955.
- Р а г о з и н Л. А. К вопросу о третичном оледенении Алтая.—Тр. Томского гос. ун-та, 1956, т. 135.

- Рагозин Л. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера.— Вести. Моск. гос. ун-та, 1958, № 1.
- Рагозин Л. А. Особенности неогектоник долины р. Енисей от г. Красноярска до устья р. Большой Пит.— «Сб. мат-лов по геологии Красноярского края». Госгеолтехиздат, 1960.
- Рагозин Л. А., Ивановский Л. Н. Некоторые проявления юной тектоники на Алтае.— Тр. Томского гос. ун-та, 1954, т. 132, серия геол.
- Радугин К. В. Геологический очерк Томь-Чумышского района Салаирского края. (Отчет о работах 1927 г.).— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1928, т. VII, вып. 5.
- Радугин К. В. Материал к геологии рыхлых отложений района Томь-Тайга.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1934, вып. 9.
- Радугин К. В. У грани между Восточным Саяном и Енисейским краем.— Вести. ЗСГТ, 1937, вып. 4.
- Радугин К. В. Геологический очерк Чемальского листа Горного Алтая.— Тр. Ойротск. компл. экспед. СОПС АН СССР, 1941, т. 1.
- Радугин В. В. Современный и древний карст Западной Сибири.— В сб. «Региональное карстоведение». Изд-во АН СССР, 1961.
- Радугин К. В., Дубинкин С. Ф. Геоморфология Кузнецкого каменноугольного бассейна и задачи ее изучения.— Томская научн. конф. по изуч. и освоен. производ. сил Сибири. Тез. докл. Томск, 1939.
- Радченко Г. П. Некоторые растительные остатки из района Останкинских гор в Кузнецком бассейне.— Мат-лы по геологии Западной Сибири, 1938, вып. 35.
- Радченко Г. П. Описание береговых разрезов по р. Томи от устья р. Суриенковой до Бабьего Камня в Кузнецком бассейне.— Мат-лы по геологии Западной Сибири, 1938, вып. 5/47.
- Радченко Г. П. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Минусинского бассейна.— Сов. геология, 1955, сб. 46.
- Радченко Г. П. Пыжинская свита. Нижний триас (?) — Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Разумова В. Н., Харасков Н. П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Разумова В. Н., Харасков Н. П., Чернышовский А. Г. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Район Южно-Сибирской ж. д. в экономическом отношении. (Сб. под редакцией П. П. Червинского). СПб., изд. Мин-ва путей сообщ., 1913.
- Раковец О. А. Неотектоническая структура Горного Алтая.— Сб. «Проблемы неотектоники». Тез. докл. совещ. 19—23 мая 1964 г. М., изд-во «Наука», 1964.
- Раковец О. А. О роли новейших движений в формировании рельефа Горного Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965а, вып. 5.
- Раковец О. А. Основные типы рельефа Горного Алтая.— Тез. докл. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965б.
- Раковец О. А. Морфоструктура Горного Алтая.— В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., изд-во «Недра», 1967.
- Раковец О. А., Шмидт Г. А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. XXII.
- Растворова В. А., Добродеев О. П. О закономерностях распространения древней коры выветривания на территории Южно-Минусинской впадины и ее горного обрамления.— Мат-лы Совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальн. Востока, т. III. Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.
- Ревякин В. С. Ледники Белухи в 1965 г.— Изв. ВГО, 1967, т. 99, вып. 1.
- Резвой Д. П. О соотношении новейшего и альпийского тектогенеза Высокой Азии.— В сб. «Проблемы неотектоники». Тез. докл. совещ. 19—23 мая 1964 г. М., изд-во «Наука», 1964.
- Резниченко В. В. О древних и современных ледниках юго-западного Алтая. (Предварительное сообщение).— Изв. ИРГО, 1912, т. 48, вып. 1.
- Резниченко В. В. Южный Алтай и его оледенение. (Предварительный очерк).— Изв. ИРГО, 1914, т. 50, № 1—2.
- Рейснер Г. И. Поверхности выравнивания и древний рельеф Западной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.
- Ренованц И. М. Минералогические, географические и другие смешанные известия об Алтайских горах, принадлежащих к Российскому владению. СПб., 1792.
- Реутовский В. С. Золотоносный район Томского горного округа.— Вести. золотопром. и горного дела вообще. Томск, 1896, № 6—12.
- Реутовский В. С. Полезные ископаемые Сибири. Ч. I и II. СПб., 1905.
- Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западной Сибири. М., Госгостехиздат, 1961.
- Рождественский А. К. Первая находка динозавров в СССР в коренном месторождении.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 4.

- Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. Типы бокситовых месторождений и закономерности их распределения на территории СССР.— Изв. Всес. геол. фонда, вып. 1. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1946.
- Рожкова Е. В., Соболева М. В. Химико-минералогическая классификация месторождений бокситов СССР.— Сов. геология, 1947, сб. 23.
- Розен М. Ф. Древние стоянки человека в пещерах Алтая.— Природа, 1954, № 2.
- Розен М. Ф. Рыхлые отложения и история формирования рельефа Западного Алтая.— Изв. ВГО, 1956, т. 88, вып. 3.
- Розен М. Ф. История исследования природы Горного Алтая. Горно-Алтайск. 1961.
- Розен М. Ф. О некоторых геохимических процессах в речном аллювии по наблюдениям на Алтае.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963, вып. 4.
- Розен М. Ф. Об изучении формирования рельефа и кайнозойской истории Алтая.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1965, вып. 5.
- Россия. Полное географическое описание нашего отечества, Том. 16. «Западная Сибирь». СПб., 1907.
- Ростовцев Н. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Госгеолтехиздат, 1958.
- Рухин Л. Б. Палеогеография Азиатского материка в мезозое. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Проблема 12. «Региональная палеогеография». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Рыжков П. М. *Elephas primigenius* Blum. из района Кемеровского рудника на р. Томь.— Изв. Сиб. технол. ин-та, 1927, т. 47, вып. 3.
- Рякина В. Е. О стратиграфическом положении «синих глин» в разрезах степного Приобского плато.— В сб. «Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. унифич. корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности, 1960 г.». Л. Госгеолтехиздат, 1961.
- Рякина В. Е. Новые находки четвертичной фауны млекопитающих в верхнем Приобье.— Докл. АН СССР, 1962а, т. 142, № 5.
- Рякина В. Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ степного плато Верхнего Приобья.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1962б, № 27.
- Рякина В. Е. О погребенных почвах Верхнего Приобья.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. XXII.
- Сакс В. Н. Опыт восстановления истории развития Сибири в четвертичный период.— Кн. «Мат-лы по четвертич. периоду СССР», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры.— Геология и геофизика, 1960, № 1.
- Салаирский кряж.— БСЭ, изд. 2, т. 37, 1955.
- Сапожников В. В. Катунь и ее истоки. Путешествие 1897—1899 гг.— Изв. Томского ун-та, 1901, кн. 18.
- Сапожников В. В. Пути по Русскому Алтаю. Томск, Сибкрайиздат, 1926.
- Сапожников В. В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М., Географгиз, 1949.
- Сарычева Т. Г. и др. Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой котловины.— Тр. ПИН АН СССР, 1963, т. XCV.
- Саханова Н. С. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна.— Тр. Межвед. совещ. по разработ. унифич. стратигр. схем Сибири, 1956 г., Госгеолтехиздат, 1957.
- Сваричевская З. А. Основные этапы развития рельефа юга Западно-Сибирской равнины и ее обрамления.— Тез. докл. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока (V пленум Геоморф. комиссии). Апрель 1965. Новосибирск, 1956.
- Светловский А. Е., Флоренсов Н. А. О некоторых особенностях кайнозойского вулканизма Прибайкалья и Восточной Африки.— Тр. Иркутского гос. ун-та им. А. А. Жданова, 1958, т. XIV, серия геол., вып. 2.
- Селедцов Н. Г. О завальных озерах в Горном Алтае.— Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, 1963, вып. 3.
- Селиверстов Ю. П. О происхождении Нарымской депрессии на Алтае.— Мат-лы ВСЕГЕИ, общая серия, 1956, вып. 19.
- Селиверстов Ю. П. Кайнозойские отложения и геоморфология северо-запада Южного Алтая. Автореф. канд. дисс., Л., 1957а.
- Селиверстов Ю. П. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая.— Вестн. ЛГУ, серия геол. и геогр., 1957б, вып. 1, № 6.
- Селиверстов Ю. П. Четвертичные оледенения Южного Алтая.— Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия: Четверт. геол. и геоморф., 1959, вып. 2.
- Селиверстов Ю. П. Основные этапы формирования рельефа Алтая.— Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия. «Мат-лы по геол. и полез. ископ. Алтая и Казахстана», 1960, вып. 33.
- Селиверстов Ю. П. Геоморфологические особенности и вопросы стратиграфии антропогенных образований Горного Алтая.— Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. унифицир. и корреляц. стратигр. схем Западно-Сибирской низменности (Новосибирск, 15—20 февраля, 1960). Л., Госгеолтехиздат, 1961а.
- Селиверстов Ю. П. К вопросу о новейшей тектонике Южного Алтая.— Уч. зап. Ленингр. гос. ун-та, серия геогр. наук, 1961б, вып. 15, № 298

- Селиверстов Ю. П. К стратиграфии антропогенных образований Северо-Восточного Казахстана и Алтая.— Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 42. «Мат-лы четверт. геол. и геоморф. СССР», № 3, Л., 1961в.
- Селиверстов Ю. П. Неотектоника и рельеф юга Западной Сибири.— Тез. докл. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Селиверстов Ю. П. Неоген-четвертичные образования и некоторые вопросы палеогеографии гор и впадин юга Сибири (Алтай, Саяны, Тува).— Сб. «Четвертичный период Сибири», М., изд-во «Наука», 1966.
- Селяков С. Н. Погребенные почвы среднего и верхнего олигоцена Кулунды.— Почвоведение, 1959, № 12.
- Селяков С. Н. и Зальцман И. Г. Четвертичные погребенные почвы Приобского плато.— Изв. СО АН СССР, 1959, № 1.
- Семенов А. И. К вопросу о возрасте красно-бурых глин юго-восточной части Рудного Алтая.— Тр. ВСЕГЕИ, 1947, № 7.
- Семенов П. П., Потанин Г. Н. Землеведение Азии Карла Риттера, т. IV, дополнения к т. III.— «Алтайско-Саянская горная система по новейшим сведениям 1832—1876 гг.». СПб., 1877, изд. РГО.
- Семеркин В. И. Строение Доронинской депрессии по геофизическим данным.— Сб. «Новые данные по геол. и полез. ископ. Новосибирской области». Новосибирск, 1965.
- Семихатова Л. И. Сайлюгем. Географический очерк.— Тр. Об-ва изуч. Урала, Сибири и Дальнего Востока, 1928а, т. I, вып. 2.
- Семихатова Л. И. Географические исследования в Восточном Алтае.— Северная Азия, 1928б, кн. 5—6.
- Семихатова Л. И. Современное оледенение в Юго-Восточном Алтае.— Сов. Азия, 1930, кн. 3—4 (33—34).
- Семихатова Л. И. Государственный Алтайский заповедник.— Землеведение, 1934, т. 3б, вып. 2.
- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 3.
- Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
- Синицын В. М. Палеогеография Азии. Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Скорняков В. А. Сток на территории бассейна Верхнего Енисея.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1957, № 6.
- Соболев М. Н. Русский Алтай (из путешествия на Алтай в 1895 г.).— Землеведение, 1896, кн. III—IV.
- Соболев Н. Д. Восточный Саян.— Вестн. знания, 1940, № 2.
- Соболевская К. А. Растительность Тувы. Новосибирск, 1950.
- Соколов Б. Н. О генезисе цирконо-ильменитовых россыпей Западной Сибири.— Сов. геология, 1963, № 6.
- Соколов Д. В. Геологические исследования, произведенные в Минусинском уезде Енисейской губернии в 1913 г.— Изв. Геолкома, 1914, т. XXXIII, № 9.
- Соколов Н. И. О террасах верхнего течения р. Ангары.— «Проблемы физ. географии», т. IV, М., 1937.
- Соколов Н. Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби в районе рек Чумыша и Берди.— Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, 1935, вып. 15.
- Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района работ Кузнецко-Барнаульской экспедиции.— Мат-лы Кузнецко-Барнаульской почв. эксп. 1931 г., ч. 3. Изд-во АН СССР, 1936.
- Соколова М. Н., Миронова С. И. Признаки нефтеносности в Туве.— Сб. «Нефти и битумы Сибири». Изд-во АН СССР, 1958.
- Соколовский Л. Описание Урских золотоносных россыпей.— Горный журнал, 1834, т. 4, № 11.
- Соловьев Л. С. Общий обзор сейсмичности СССР.— Землетрясения в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Солоненко В. П. О сейсмическом районировании территории Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 2.
- Сочава В. Б. К современному и древнему оледенению Холзунского хребта (Западный Алтай).— Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та, 1947, т. 49.
- Сперанский Б. Ф. Краткий очерк о работе Горловской партии, 1922 г.— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1923, т. III, вып. 3. Томск.
- Сперанский Б. Ф. Маршрутная съемка в районе северной оконечности Салаирского кряжа.— Изв. Геолкома, 1924а, т. 43, № 2.
- Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна. Вып. I.— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1924б, т. III, вып. 6.
- Сперанский Б. Ф. Район северо-западной оконечности Салаирского кряжа.— Краткий годовой отчет Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1924в, т. III, вып. 5. Томск.
- Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна. Вып. II.— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1926а, т. V, вып. 3.
- Сперанский Б. Ф. Салаирская партия (краткий отчет).— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1926б, т. V, вып. 6.

- Сперанский Б. Ф. Геологическая съемка района речных систем.— Степного Бачата, Тогула, Сунгая, Аламбая с Большим и Малым Мунгаем.— Отчет Геолкома за 1925—1926 гг., 1927а.
- Сперанский Б. Ф. Геологические исследования района верховьев р. Берди с притоками к югу и востоку от р. Суенги, р. Томкой, бассейна рек Каменки с Упапом, Татарки, Хмелевки и частично Мунгая.— Изв. Геолкома, 1927б, т. 45, № 4.
- Сперанский Б. Ф. Геологический очерк Новосибирского округа.— Статист. бюлл., 1927в, № 3.
- Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна. Орографический очерк района.— Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1927 г., т. III, вып. 6.
- Сперанский Б. Ф. Дополнительные геологические исследования в пределах листа 14, ряда VIII, в Салаирском кряже.— Отчет Геолкома за 1926—1927 гг., 1929.
- Сперанский Б. Ф. Об условиях золотоносности Салаирского кряжа. (Опыт генетической классификации золотоносных образований).— Вестн. ЗСГТ, 1933а, вып. 6.
- Сперанский Б. Ф. Признаки сульфидного оруденения в Южном Салаире.— Вестн. ЗСГРТ, 1933б, вып. 6.
- Сперанский Б. Ф. Структуры палеозойских формаций Обско-Томского междуречья. Томск, 1933в.
- Сперанский Б. Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая.— Вестн. ЗСГТ, 1937, вып. 5.
- Сперанский Б. Ф. Геология Салаирского кряжа.— Тез. докл. XVII Междунар. геол. конгр. 1937 г. М., Изд-во АН СССР, 1939а.
- Сперанский Б. Ф. Результаты работ ЗСГУ по геологической съемке в 1939 г.— Вестн. ЗСГУ, 1939б, № 6.
- Сперанский Б. Ф. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Объясн. записка к листу № 44 (Новосибирск). М.— Л., Госгеолтехиздат, 1948.
- Спирidonов А. И. Проблема поверхностей выравнивания в СССР.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXVI, отд. геол., т. XXXVI, вып. 2, 1961.
- Список главнейшей литературы по геологии полезных ископаемых и горному делу Салаирского кряжа.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, вып. 6.
- Стальнов Г. К вопросу о современных Саянских ледниках.— Вестн. Геолкома, 1925, № 4.
- Средняя Сибирь. М., изд-во «Наука», 1964.
- Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, изд-во «Наука», 1967.
- Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек.— Сов. геология, 1947, сб. 18.
- Страхов Н. М. Железнорудные фации и их аналоги в истории Земли. (Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования).— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73, геол. серия (№ 22).
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Стрелков С. А. Генетический ряд водноледниковых форм рельефа Алтая.— Тез. докл. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Суворова В. С. Влияние тектоники на рельеф северной части Минусинской котловины.— Тр. ВАГТ, 1959, вып. 5.
- Суворова В. С. Восточная часть Саяно-Алтайской складчатой области. Четвертичная система.— Кн. «Геология СССР», т. XV. «Красноярский край», ч. I. Госгеолтехиздат, 1961.
- Сурков В. С. Новые данные о геологическом строении Минусинского структурного района.— Вестн. ЗС и НГУ, 1958, № 5.
- Сурков В. С., Семеркин В. И. Тектоническое строение осадочного чехла Южно-Минусинской впадины.— Тр. СНИИГГИМС, серия «Поднятая геология», вып. 10. «Мат-лы по геол., гидрогеол., геофизике и полез. ископ. Западной Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Суслов С. П. Материалы по геоморфологии Ойротии.— Тр. СОПС АН СССР, сер. Ойротская, 1936а, вып. 2.
- Суслов С. П. Материалы по физико-географическим ландшафтам Западного Саяна и его предгорий.— Тр. Ин-та физ. географии АН СССР, 1936б, вып. 18.
- Суслов С. П. Западная Сибирь. Физико-географическая характеристика. М., Географгиз, 1947а.
- Суслов С. П. Физическая география СССР. Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Дальний Восток, Средняя Азия. Л.— М., Учпедгиз, 1947б.
- Суслов С. П. Физическая география СССР (Азиатская часть). Изд. 2. Учпедгиз, 1954.
- Сухарина А. Н., Емельянова Д. И. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат.— Вестн. ЗС и НГУ, 1958, № 3.
- Сычевская Е. К., Девяткин Е. В. Первые находки рыб из неогеновых и нижнечетвертичных отложений Горного Алтая.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1.
- Талызин Н. Ф. Пороги в Саянском теснине Енисея.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1890, т. 21, № 4.
- Тамбиева Н. И. Краткий очерк истории исследования Бийско-Чулымской лесостепи.— Уч. зап. Горно-Алт. пед. ин-та, 1958, т. 2, вып. 3.

- Танфильев Г. И. Бараба и Кулундйская степь в пределах Алтайского округа.— Тр. Геол. части Кабинета ЕИВ, 1902, т. V, вып. 2.
- Танфильев Г. И. География России и Украины и прилегающих к ним с запада территорий, ч. 2, вып. 2.— Рельеф Азиатской России. 1923.
- Тарков А. П. Структура современной поверхности фундамента Минусинских котловин по данным аэромагнитной съемки.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 6.
- Теверовская Х. А., Левушкина В. Е., Батурина Е. А. География Новосибирской области.— Учебное пособие для учащихся 7—8 классов школ Новосибирской области. Изд. 2. Новосибирск, 1964.
- Теплоухов С. А. Древнеметаллические культуры Минусинского края.— Природа, 1929, № 6.
- Тесленко Ю. В. Юрская система.— Сб. «Биостр. мезоз. и третичных отлож. Сибири». Тр. СНИИГГИМС, 1962а, вып. 22.
- Тесленко Ю. В. Юрские растения из Западной Сибири.— Сб. «Биостр. мезоз. и третичных отлож. Сибири». Тр. СНИИГГИМС, 1962б, вып. 22.
- Тесленко Ю. В. Климат Западной Сибири в юрском периоде.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 20.
- Тесленко Ю. В. Материалы к стратиграфии и корреляции юрских угленосных отложений Кузнецкого, Улугхемского и Иркутского бассейнов.— Сб. «Мат-лы по стратигр. Саяно-Алтайской склад. обл.». Тр. СНИИГГИМС, 1964, вып. 29.
- Тесленко Ю. В. Биостратиграфическое значение ископаемой флоры их юрских угленосных отложений западных и южных районов Сибири. Автореф. докт. дисс. Томск, 1965.
- Тетяев М. М. Явления шарьяжа в Восточном Саяне.— Вестн. Геолкома, 1927, № 10.
- Тимофеев П. П. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1953а, т. 93, вып. 2.
- Тимофеев П. П. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1953б, т. 93, вып. 2.
- Тимофеев П. П. О некоторых особенностях юрского осадко- и угленакопления в Тувинской автономной области.— СОПС АН СССР, вып. 4. Угли Тувинской авт. обл. Изд-во АН СССР, 1954б.
- Тимофеев П. П. Циклическое строение нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1954в, т. 96, № 1.
- Тимофеев П. П. Геология и генезис юрских угленосных отложений Тувы.— Тез. Второго угольн. геол. совещ. при ЛАГУ АН СССР, 1955а.
- Тимофеев П. П. О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадана Западной Тувы.— Докл. АН СССР, 1955б, т. 102, № 6.
- Тимофеев П. П. О возрасте и расчленении юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1958, т. 120, № 5.
- Тимофеев П. П. О некоторых особенностях геологического развития Тувы в среднем и верхнем палеозое и мезозое.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 5.
- Тимофеев П. П. Стратиграфия и прогноз угленосности среднеюрских отложений Тувинского мезозойского прогиба.— Тр. Регион. совещ. по разв. произв. сил Тувинской авт. обл. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Титова З. А. Геология верхнечетвертичных отложений долины Аргута (Центральный Алтай). Автореф. канд. дисс., Томск, 1956а.
- Титова З. А. Новые данные по террасам Центрального Алтая.— Тр. Томского гос. ун-та, 1956б, т. 133.
- Титова З. А. Возраст ледниковых отложений верховьев Аргута на Алтае.— Тр. Томского гос. ун-та, 1957а, т. 147.
- Титова З. А. Опыт применения спорово-пыльцевого анализа в Центральном Алтае.— Тр. Томского гос. ун-та, 1957б, т. 147.
- Титова З. А. Наблюдения над верхнечетвертичными отложениями в долине Аргута.— В кн. «Вопросы географии Сибири», сб. 4. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962.
- Тове Л. Л. Отчет о поездке для осмотра горно-промышленных предприятий Алтайского округа в 1905 г.— Изв. Томского технол. ин-та, 1908, т. IX, № 1.
- Толмачев И. П. Кузнецкое землетрясение 7—12 июня 1898 г. Изд. Пост. сейсм. комисси, т. 1. СПб., 1898.
- Толмачев И. П. О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау.— Тр. СПб. об-ва естествоисп., 1902, т. 33, вып. 1.
- Толмачев И. П. Геологическое описание восточной половины 15-го и юго-западной четверти 16-го листа VIII ряда 10-ти верстной топографической карты Томской губернии. (Листы Тыдын, Уса, Карлыган).— Тр. Геол. части Кабинета, 1909, т. VII.
- Томилов Г. М. Физико-географическое районирование Восточного Саяна.— Кр. сообщ. Бурятского компл. н.-и. ин-та, вып. 1. Улан-Удэ, 1959.
- Томилов Г. М., Зыкова А. И. К вопросу об истории развития рельефа Восточного Саяна в кайнозое.— Кр. научн. сообщ. геогр. ф-та (Иркутский ун-т). Иркутск, 1962.
- Травин А. Б. Туганское месторождение песков.— Вестн. ЗСГУ, 1945, № 5.
- Трепетцов Е. В. Инженерно-геологическая характеристика оползней верхнего течения р. Оби.— Вопросы гидрогеол. и инж. геол. Сб. 20. Госгеолтехиздат, 1962.

- Тр е п е т ц о в Е. В. Инженерно-геологические условия Алтайского края.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. XLXXI, отд. геол., т. LI, вып. 6, 1966.
- Т р о н о в М. В. Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949.
- Т р о н о в М. В. Хионосфера и снеговая линия.— Изв. ВГО, 1950, т. 82, вып. 5.
- Т р о н о в М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае (статья вторая).— «Вопросы географии Сибири», сб. 2. М., 1953.
- Т р о н о в М. В. Вопросы горной гляциологии. М., 1954.
- Т р о н о в М. В. Вопросы связи между климатом и оледенением. Изд-во Томского гос. ун-та, 1956.
- Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Т у л у з а к о в а Е. В. Интерпретация магнитных аномалий северо-западной части Алтай-Саянской складчатой области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 6.
- Т у п о т и л о в а А. Н. Карст палеозойских карбонатных пород в Горном Алтае.— Тез. докл. совещ. по геол. и неотект. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1965.
- Т ы ж н о в А. В. Геологический очерк Барзасского района Кузнецкого бассейна — Мат-лы по геологии Западной Сибири, т. 3 (45), Томск, 1938.
- Т ы ж н о в А. В. Геологическое строение северной части Кузбасса и проблемы ее нефтеносности.— Вестн. ЗСГУ, 1941, № 4.
- Т ы ж н о в А. В. Геологическое строение северо-западной части Кузбасса.— Мат-лы по геологии Западной Сибири, 1944, № 58, Томск.
- Т ю м е н ц е в К. Г. Геологический очерк бассейна р. Кондомы в юго-западной части Кузнецкого Алауа.— Изв. ЗСГРТ, 1931, т. XI, вып. 2.
- Т ю м е н ц е в К. Г. Геоморфологический очерк Горного Алтая в пределах Ойротской Автономной области.— Тез. докл. на сессии АН СССР, 1935.
- Т ю м е н ц е в К. Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции. Алтай, Хантенгри и истоки Зеравшана, 1933 год.— Тр. 2-го Междун. полярн. года. Тр. ледник. эксп. АН СССР, 1936, вып. 6.
- У д о в о в П. А. Гидрогеология Березовского месторождения огнеупорных глин и условия их разработки.— Научная конф. по изуч. и освоению произв. сил Сибири. Тез. докл. Томск, 1939.
- У з а т и с. Геологические очерки Зменногорского края.— Горный журнал, 1839, т. III, № 9.
- Указатель литературы по геологии и географии Алтайского округа.— Тр. Геол. части Кабинета ЕИВ, 1896, т. I, вып. 1.
- У н к с о в В. А. и др. Алтай-Саянская складчатая область.— Кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. «Тектоника». М., Госгеолтехиздат, 1958.
- У с о в М. А. Краткий отчет о геологических исследованиях в Кузнецком каменноугольном бассейне летом 1922 г.— Изв. Сиб. отд. Российск. Геолкома., 1923, т. III, вып. 3.
- У с о в М. А. Основные направления перестройки геолого-поисковой съемки края на 1932 год.— Вестн. ЗСГРТ, 1932, № 3—4.
- У с о в М. А. Формации месторождений полезных ископаемых Салаира.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, вып. 6.
- У с о в М. А. Алюминиевые руды.— Кн.: «Полезные ископ. Западно-Сибирского края», т. I, 1934а.
- У с о в М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск, изд. ЗСГГТ, 1934б.
- У с о в М. А. Геология рудных месторождений Западно-Сибирского края. Томск, изд. ЗСГГТ, 1935а.
- У с о в М. А. Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира.— Вестн. ЗСГТ, 1935б, № 5.
- У с о в М. А. Тектоника Кузбасса.— Проблемы сов. геологии, 1935в, т. V, № 2.
- У с о в М. А. Общий очерк геологической истории и полезных ископаемых Салаирского края.— Сб. «Салаир». Новосибирск, 1936а.
- У с о в М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, изд. ЗСГТ, 1936б.
- У с о в М. А. Общие итоги изучения геологического строения Западной Сибири к двадцатилетию Октября.— Вестн. ЗСГТ, 1937а, № 5.
- У с о в М. А. Основные результаты работ Западно-Сибирского геологического треста по изучению четвертичной геологии Западной Сибири.— Вестн. ЗСГТ, 1937б, № 1.
- У с о в М. А. Трапповые формации Кузбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937в, № 4.
- У с о в М. А. Геологическое строение Новосибирской области и Алтайского края.— Кн. «Полезные ископ. районов Новосибирской обл. и Алтайского края». Томск, 1938.
- У с о в М. А. Тектоника Кузбасса.— Вестн. ЗСГУ, 1940, № 5.
- Ф а б р и ц и у с М. П. Саянский край. Краткий географический очерк края и описание путей и способов сообщения в нем.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1899, т. 35, вып. 1.
- Ф а д е е в а Н. В., С а м о й л о в а Г. С. Сходство и различие ландшафтов степных межгорных котловин Алтая и Забайкалья.— Вестн. Моск. гос. ун-та, серия геогр., 1965, вып. 4.

- Файнер Ю. Б. К вопросу о выделении пировской свиты.— Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. унифицир., стратигр. схем Западно-Сибирской низменности Гостонтехиздат, 1961.
- Файнер Ю. Б. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Маринский лист. Объяснительная записка. Изд-во «Недра», 1964.
- Файнер Ю. Б. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Кузбасская Топкинский лист. Объяснительная записка. Изд-во «Недра», 1965.
- Фатин В. И. Геофизические методы при поисках и предварительной разведке месторождений силикатных никелевых руд в Юго-Западном Присалаирье.— Сб. «Новые данные по геологии Алтайского края». Новосибирск, 1962.
- Фатин В. И. Опыт применения геофизических работ при поисках киншвары в Юго-Западном Присалаирье.— «Новые данные по геол. и полезн. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 80. «Мат-лы по геоморф. и палеогр. СССР», т. 24.
- Фениксова В. В. Четвертичные отложения долины р. Енисея от г. Красноярска до устья р. Большой Пит.— Мат-лы по геологии Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовского гос. ун-та, 1960.
- Финаров Д. П. О связи долины Енисея с тектоническими структурами Минусинского межгорного прогиба.— Изв. Красноярского отд. Геогр. об-ва СССР, 1962а, вып. 2.
- Финаров Д. П. Связь орографии элементов с тектоническими структурами Минусинской и Чулымо-Енисейской впадин.— Сб. «Красноярский край» (Мат-лы по географии и истории). Изв. Красноярского отд. Геогр. об-ва СССР, 1962б, вып. 2.
- Финаров Д. П. Основные этапы формирования долины Енисея в пределах Минусинского межгорного прогиба и Восточного Саяна.— Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та им. А. И. Герцена, 1963, т. 224.
- Финаров Д. П. О стратиграфии кайнозойских отложений Минусинского межгорного прогиба.— Сб. «Красноярский край» (материалы по географии). Красноярск, 1965.
- Финкельштейн М. М. Придорожинское месторождение огнеупорных глин.— Вестн. ЗСГТ, 1935, вып. 5.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа.— Кн. «Вопросы геологии Азии», т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
- Флоренсов Н. А. К палеографии континентального мезозоя на юге Восточной Сибири.— Изв. СО АН СССР, 1958, № 4.
- Флоренсов Н. А. Отражение молодых движений земной коры в рельефе Восточно-Сибирских нагорий.— Мат-лы Второго геоморф. совещ. М., 1959.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Тр. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, 1960а, вып. 19, серия геол.
- Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью.— Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960б, № 10.
- Флоренсов Н. А. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области.— Геология и геофизика, 1960в, № 1.
- Флоренсов Н. А. О характере связи неоген-четвертичного вулканизма и неотектоники в Прибайкалье.— Кн. «Вопросы вулканизма». М., Изд-во АН СССР, 1965, 1962.
- Флоренсов Н. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— Вестн. АН СССР, 1965, № 6.
- Фомичев В. Д. Геоморфологический очерк.— Геология СССР, т. XVI. Кузнецкий бассейн. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1940а.
- Фомичев В. Д. Четвертичные отложения Кузнецкого бассейна.— Геология СССР, т. XVI. Кузнецкий бассейн. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1940б.
- Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн.— Очерки по геологии Сибири, вып. 11, 1940в.
- Фомичев В. Д. Верхнедевонская фауна в районе северной окраины Салаира.— Вестн. ЗСГУ, 1948, № 2.
- Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э. Геологический очерк Салаира.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 63.
- Фомичев В. Д. и Самодуров В. М. Возможный новый тип месторождений золота в Западной Сибири.— Вести. ЗСГУ, 1945, № 5.
- Хазягоров А. М. Мезозойские и третичные золотоносные россыпи Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау.— В кн. «Геология россыпей», М., изд-во «Наука», 1965.
- Хайн В. Е. и Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. LXI, отд. геол., т. XXXI, вып. 3 и 4, 1956.
- Харин Г. С. Верхнедевонская кора выветривания Салаира.— Вестн. Западно-Сибирского и Новосибирского геол. упр., 1960, № 2.

- Харин Г. С. Кора выветривания под турнейским ярусом на северо-востоке Салаира.— Сб. «Кора выветривания», вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Харин Г. С. Силур и девон северо-западной части Алтае-Саянской области (стратиграфия, коры выветривания, литология, палеогеография, формации, палеотектоника, полезные ископаемые). Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук, СНИИГИИМС, ЗСГУ, 1966.
- Харкевич Ф. Географический очерк Алтайского края (Алтайская губерния). Очерки Алтайского края. Барнаул, 1925.
- Хахлов В. А. Юрская флора из Кузнецкого бассейна.— Тр. н.-и. угольн. ин-та Вост. угля, серия геол., вып. 3. Новосибирск, ОГИЗ, 1931а.
- Хахлов В. А. Третичная флора Томского округа.— Изв. ЗСГРУ, т. XI, вып. 2, 1931б.
- Хахлов В. А. Геологический разрез продуктивной толщи в юго-восточной части Кузбасса.— Изв. ЗСГРТ, 1932а, т. 12, вып. 4.
- Хахлов В. А. О стратиграфии Кузбасса.— Вестн. ЗСГРТ, 1932б, № 1.
- Хахлов В. А. О триасе в Кузбассе.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. VI, № 1.
- Хахлов В. А. О расчленении пермокарбонových отложений северо-западной части Азии.— Вестн. ЗСГТ, 1937, вып. 1.
- Хахлов В. А. О нахождении верхнего мела в районе Березовского месторождения огнеупорных глин.— Вестн. ЗСГУ, 1947, № 4.
- Хахлов В. А. Новые третичные растения с реки Оби.— Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 5.
- Хахлов В. А. и Рагозин Л. А. О кинварном оруденении в районе г. Томска.— Уч. зап. Томского гос. ун-та, 1946, № 4.
- Хильтова В. Я., Никитина Л. П., Бузиков И. П., Авдонцев Н. А. Тектоника докембрийских глыб Восточного Саяна и Хамар-Дабана и их абсолютный возраст.— Тектоника Сибири, т. II. Тектоника Красноярского края. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Хисамутдинов М. Г. О древней коре выветривания в Курчумском районе (Южный Алтай).— Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 8.
- Хлонова А. Ф. Видовой состав пылицы и спор в отложениях верхнего мела Чулымо-Енисейской впадины.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1960, вып. 3.
- Хлонова А. Ф. Спорово-пыльцевая характеристика верхнемеловых отложений бассейна р. Яи.— Сб. «Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и палеогена Западной Сибири». М., изд-во «Наука», 1966.
- Хованова Р. И. Землетрясения Алтае-Саянской зоны.— Сб. «Землетрясение в СССР». Изд-во АН СССР, 1961.
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Хороших П. П. Пещеры Алтая.— Природа, 1938, № 4.
- Хороших П. П. Писаницы Алтая.— Кр. сообщ. ин-та истории матер. культуры, 1947, вып. 14.
- Хороших П. П. Киндерминская пещера.— Природа, 1949а, № 9.
- Хороших П. П. Неисследованные пещеры Салаира.— Природа, 1949б, № 8.
- Цибульчик Г. М., Жалковский Н. Д., Моисеенко Ф. С. Результаты сейсмических исследований в Алтае-Саянской горной области.— Тр. Ин-та земной коры СО АН СССР, вып. 18. «Вопросы сейсм. Сибири». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Цибульчик И. Д. О глубинах очагов землетрясений Алтае-Саянской области.— Геология и геофизика, 1966, № 5.
- Чекановский А. Л. Об оледенении Восточного Саяна.— Зап. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1874, т. XI.
- Черников К. К. О геологическом строении Павлодарского Прииртышья (Кайнаминская впадина).— Изв. Вост. фил. АН СССР, 1957, № 11.
- Чернышев Б. И. К вопросу о триасе в Кузнецком бассейне.— Проблемы сов. геологии, 1936, т. VI, № 10.
- Черняева К. П. О некоторых особенностях гидрографии карстовых районов Северо-Западного Алтая.— Уч. зап. Томского пед. ин-та, 1961, т. 20, вып. 1.
- Черняева К. П., Артемьев Е. А. Карстовые арки и окна в Северо-Западном Алтае.— Сб. «Пещеры», вып. 2. Пермь, 1962.
- Черняховский А. Г. Нижнемезозойские коры выветривания Орской депрессии (Южный Урал).— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 77.
- Черский И. Д. Краткий отчет об исследованиях, произведенных летом 1873 г. в Китайских и Тункинских Альпах.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1873, т. 4, № 5.
- Черский И. Д. Еловский отрог как связь между Тункинскими Альпами и Саяном.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1875, т. 6, № 4.
- Черский И. Д. Краткий отчет об исследовании течения р. Иркута от Торской котловины до устья реки Ангары.— Изв. Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1876, № 7, № 4—5.
- Черский И. Д. К вопросу о следах древних ледников в Восточной Сибири (системы р. Лены, Байкала, Иркута, Китоя, Белой).— Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1881, т. 12, № 4—5.

- Чигурьева А. А. Материалы к палинологической характеристике неогена Западной Сибири.— Докл. палеобот. конф. в Томске. Изд-во Томского гос. ун-та, 1962.
- Чочия Н. Г., Белякова Е. Е., Киркинская В. Н. и др. Геологическое строение Минусинских межгорных впадин и перспективы их нефтегазоносности.— Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 120.
- Чудинов Ю. В. Новейшие тектонические движения в районе бассейна р. Улуг-и хребта Таскыл в Северо-Восточной Туве.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 64, вып. 5.
- Чудинов Ю. В. Признаки наложенных возрастных движений на северо-восточном окончании Тувинского прогиба и в смежных областях. (Соотношение разломов различного направления в бассейне р. Большой Енисей).— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.
- Чумаков И. С. Кайнозойские отложения северо-западной части Рудного Алтая.— Тр. ВАГТ, 1957, вып. 3.
- Чумаков И. С. Верхнеплиоценовые (эоплейстоценовые) отложения Рудного Алтая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. XXII.
- Чумаков И. С. Кайнозой Рудного Алтая.— Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 138.
- Чумаков И. С., Ярмизин О. Д., Новиков Г. Н., Макаровский С. А. Кайнозойские отложения ленингорской впадины на Рудном Алтае и основные этапы ее формирования.— Тр. Ком. по изуч. четверт. периода АН СССР, 1963, т. XXII.
- Чураков А. Н. История развития наших представлений о строении «древнего темени Азии».— Изв. Геолкома, 1927, т. 46, № 1.
- Чураков А. Н. История геологического развития южной части Средней Сибири от середины протерозоя до наших дней.— Очерки по геологии Сибири, вып. 3а, 1935.
- Чураков А. Н. Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребта.— Труды Ойротской экспед. Геология, т. 1, 1941.
- Шабанин Л. И. Работы ЗСГУ на нерудные ископаемые в 1939 г.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 6.
- Шапошников Г. Н. Геология и рудоносность интрузий Таннуольского комплекса в хребте Восточный Танну-Ола Тувинской области. Автореф. канд. дисс., 1955.
- Шарков В. В. Еще о третичном оледенении Алтая.— Природа, 1950, № 6.
- Шатров И. Е. Геологическое строение Салаирского кряжа в верховьях рек Аламбай, Тогул, Бачаты.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 39, 1937.
- Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вычита. Сравнительная тектоника древних платформ.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Шахов Ф. Н. Геологическое исследование на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут.— Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 5, 1933.
- Шахунова П. А., Лиханов Б. Н. Советская Тува. Кызыл, 1955.
- Шейнман Ю. М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.
- Шейнман Ю. М. Дскембрийские отложения Тувы.— Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифич. стратигр. схем Сибири 1956. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Шлыгин Е. Д. Краткий курс геологии СССР. Изд. 2-е. М., изд-во «Высшая школа», 1964.
- Шмидт Г. А. К вопросу о происхождении уступов на южном склоне Теректинского хребта в Центральном Алтае.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, 1963, № 28.
- Шмидт Г. А. Неотектоника и развитие рельефа Центрального Алтая. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Моск. гос. ун-та, 1967.
- Шнитников А. В. О единстве общих условий распада вюрмского оледенения горных сооружений Евразии.— МГГ, Гляциол. иссл., № 9, 1963.
- Шорыгина Л. Д. К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений Западной Тувы.— Труды Межвед. совещ. по разраб. унифич. стратигр. схем Сибири, 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Шорыгина Л. Д. Замечания по поводу статьи Н. А. Ефимцева «О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части горного Алтая».— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 8.
- Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Шорыгина Л. Д. Четвертичные отложения Западной Тувы.— Сб. «Вопросы геологии антропогена» (к VI конгр. INQUA в Польше в 1961 г.). Изд-во АН СССР, 1961.
- Шретер А. И. Карта растительности Тувинской области.— Тр. Тувинской комп. эксп., вып. 3. «Природные усл. Тувинской авт. обл.», М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Шульгин В. Н. Геоморфологическая карта Салаиро-Кузнецко-Алатауской области (Планшет геоморфологической карты СССР для вузов, масштаб 1 : 4 000 000).— Кн. «Тр. Научной конф. Сталинского пед. ин-та», вып. 2, Кемерово, 1957.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., Географгиз, 1948.
- Шумилова Е. В. Террасы реки Томи в ее среднем течении. Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, 1934, вып. 8.
- Шумилова Е. В. Литологический кабинет в 1939 г.— Вестн. ЗСГУ, 1939, № 6.

- Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических конструкциях. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Щербakov Ю. Г. Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории.— Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз., 1959, вып. 2.
- Щербakov Ю. Г. Генетические черты золоторудных месторождений в Горном Алтае.— Кн. «Геология и геохимия рудных местор. Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», 1965.
- Щербакoвa Е. М. О возрасте и развитии Восточного Саяна.— Кн. «Материалы по палеографии», вып. 1. Изд-во МГУ, 1954.
- Щербакoвa Е. М. К вопросу об истории развития Восточного Саяна.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1957, т. XIII.
- Щербакoвa Л. Н. Новые материалы по орографии и современному оледенению Восточного Саяна (на основании анализа крупномасштабных карт).— География и хозяйство, сб. 3—4. Изд-во МГУ, 1958а.
- Щербакoвa Е. М. Таблица сведений о следах древнего оледенения в горах.— Опер. сб. «О работах Геогр. ф-та Моск. гос. ун-та по междунар. геофиз. году», № 1. Изд-во МГУ, 1958б.
- Щербакoвa Е. М. Роль разрывных нарушений в создании рельефа гор юга Сибири.— Вопросы географии, сб. 46, 1959.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. I. Изд-во МГУ, 1960.
- Щукин И. С. Общая геоморфология. Т. II. Изд-во МГУ, 1964.
- Щукина Е. Н. Третичные отложения Чуйской и Курайской степей.— Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1941, вып. 37.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа.— Сб. «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— Тр. ГИН АН СССР, 1960, вып. 26.
- Щукина Е. Н., Закинская Е. Д. Некоторые данные к стратиграфии четвертичных отложений предгорий Алтая.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, 1949, № 4.
- Щуровский Г. Е. Геологическое путешествие по Алтаю со статистическими сведениями о Кольвано-Воскресенских заводах. М., 1846.
- Щуровский Г. Е. Александр Гумбольд по отношению к России. XLII 1869, р. 2, III.
- Эдельштейн Я. С. Геологические исследования в западной части Минусинского уезда, в бассейне р. Абакана.— Сб. «Геол. иссл. в золотоносных обл. Сибири». Енисейский золотоносный район, вып. XI, 1912.
- Эдельштейн Я. С. Геологические исследования в западной части Минусинского уезда в 1912 г.— Сб. «Геол. иссл. в золотоносных обл. Сибири». Енисейский золотоносный район, вып. XIII, 1915.
- Эдельштейн Я. С. Краткий отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1924 г. в средней части Минусинского уезда.— Изв. Геолкома, 1925, т. 44, № 16.
- Эдельштейн Я. С. Гидрологический очерк Минусинского края.— Тр. ВГРО, 1931, вып. 145.
- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна.— Очерки по геологии Сибири, вып. 4, 1932.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Минусинского края.— Тр. Ин-та физ. географии, 1936а, вып. 22.
- Эдельштейн Я. С. Краткое геологическое описание части Хакасской автономной области, расположенной на левой стороне Енисея к западу и северо-западу от с. Батени. М.— Л., 1936б.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфология Западно-Сибирской низменности.— Геология СССР, т. XIV. Западная Сибирь, ч. 1. Геол. описание. М.— Л., Госгеолтехиздат, 1949.
- Эйнор О. Л. Основы геологии СССР, ч. II. Изд-во Киевск. ун-та, 1964.
- Эпштейн Е. Л. Верх-Аллакское (второе) и Александровское месторождение маршалитов.— Сб. «Новые данные по геол. и полез. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1963.
- Юрмазов А. С. К перспективам добычи золота в Салаирском кряже.— Вестн. ЗСГРТ, 1933, вып. 6.
- Яворовский П. К. О геологических исследованиях, произведенных в 1893 г. в северо-восточной части Минусинского округа Енисейской губернии и в Ирбинской горнозаводской даче.— Горный журнал, 1894, ч. IV, кн. 11.
- Яворовский П. К. Краткий геологический очерк северо-восточной части Минусинского округа Енисейской губернии по исследованиям 1893 г.— Изв. Геолкома, 1895, т. XIV, № 5.
- Яворский В. И. Материалы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна.— Мат-лы по общей и прикл. геол., 1929, вып. 59.

- Яворский В. И. Левобережье р. Томи между дд. Митиной и Ерушаковской в Кузнецком бассейне.— Изв. ВГРО, 1931, т. 4, вып. 66.
- Яворский В. И. Некоторые результаты геологических исследований в Кузнецком бассейне летом 1931 г.— Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 26.
- Яворский В. И. Условия формирования угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их тектоника.— Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, 1957, т. 19.
- Яворский В. И. Очерк по истории геологического исследования Кузнецкого бассейна. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Яворский В. И., Бутлов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн.— Тр. Геолкома, новая серия, 1927, вып. 177.
- Яковлев С. А. К вопросу о ледниковом периоде на Алтае.— Тр. СПб. об-ва естеств., 1902, т. 40, вып. 1, № 1.
- Яковлев С. А. О происхождении Телецкого озера.— Изв. РГО, 1916, т. 52, вып. 6.
- Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера.— Бюлл. МОИП, новая серия, т. XLVII, отд. геол., т. XVII (4—5), 1939.
- Яковлева С. В. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий масштаба 1:2500000. Информац. сборник ВСЕГЕИ, № 15, ОНТИ, Л., 1959.
- Якубовская Т. А. Новые находки третичной флоры в Томском Приобье.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 2.
- Янишевский М. Е. Краткий отчет о летних экскурсиях 1907 и 1908 гг.— Изв. Томского технол. ин-та, 1909, т. XIV, № 2.
- Янишевский М. Е. Отчет о геологических исследованиях в восточной части Семипалатинской области в 1913 году.— Изв. Геолкома, 1914, т. XXXIII.
- Ячевский Л. А. Об орографии и геологии Саянского хребта.— Кр. предв. отчет о геол. части Саянской экспед. Н. П. Бобыря.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1888, т. 19, № 1.
- Ячевский Л. А. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных в местности, прилегающей к южной части Байкала.— Кн. «Геол. иссл. и развед. работы по линии Сибирской ж. д.», вып. 7. СПб., 1898.
- Cotta V. Die Erzlagerstätten von Salair.— Berg und Hüttenmännische Zeitung. 1869a, N 24.
- Cotta V. Über den geologischen Bau des Altaigebirges.— Berg und Hüttenmännische Zeitung. 1869b, Bd. XXVIII, N 29.
- Cotta V. Der Altai, sein geologischer Bau und seine Erzlagerstätten. Leipzig, 1871.
- Engelhardt M. Zur Kenntniss der Felsbeschaffenheit des Kleinen Altai und der soongorischen Kirgisensteppe. Nach den Beobachtungen des Herrn Staadraths Ledebour und Dr. Meyer.— In: Ledebour's C. F. Reise durch das Altaigebirge und die soongorischen Kirgisensteppe. I. Berlin, 1829.
- Erman A., Ueber P. V. Tschichatschew's Beiträge zur geologischen Kenntniss des Altai und seiner Umgebungen.— Arch. f. wiss. Kunde V. Russland, V. Berlin, 1847.
- Gromier G. et Barrillon L. Mission en Altäi (Sibirie) dans le domaine prive de S. M. l'Empereur de Russie. Paris, 1912.
- Helmersen G. Der Telezkische See und die Teleuzen des Oestlichen Altai. S.-Pet., 1840.
- Helmersen G. Le lac Teletz et les Téléoutes de l'Altai oriental.— Ann. du journ. d. Mines de Russie. Annel 1840. S.-Pet., 1843.
- Helmersen G. Reise nach dem Altai im Jahre 1834 ausgeführt.— Beitz. z. Kenntn d. Russ. Reiches v. Baer und Helmersen. Bd. XIV, S. Pet., 1848a.
- Helmersen G. Ueber die Veröffentlichung einer Reise nach dem Altai, die im j. 1834 ausgeführt wurde.— Bull. phys.-math. de l'Ac. d. Sc. de St.-Pet. VI, 1948b.
- Hermann B. F. J. Mineralogische Reisen in Sibirien vom Jahre 1783 bis 1796. 3 Theile. S.-Petersburg, 1797, 1798, 1801.
- Nesterowsky N. J. Description geologique de la partie Nord-Est de la chaine Salair en Altai, gouvernement de Tomsk, Annales de la Societe géologique de Belgique, v. II, 1875.
- Aus einem Schreiben des Herrn. Oberhüttenverwalters Renowanz aus Barnaul vom 5 Februar 1783. Pallas, Neur Nord. Beyträge, IV, 1783.
- Renowantz H. M. Mineralogisch-geographische und andere vermischte Nachrichten von den Altäischen Gebirgen. Russisch Kaiserlichen Antheils. Reval, 1788. Freiburg, 1789.
- Tschichatcheff P. Voyage scientifique dans l'Alta' oriental et les parties adjacentes de la frontiere de Chine, 2 Vol. Paris, 1845.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (С. А. Стрелков)	5
Введение (С. А. Стрелков)	7
О связи основных черт тектонического и морфоструктурного развития Алтае-Саянской горной области (О. В. Кашименская)	9
Морфоструктурный анализ	11
Состав и распространение мезозойских и кайнозойских отложений (В. В. Вдовин)	15
Триас	15
Юра	17
Мел	29
Палеоген	36
Неоген	41
Антропоген	45
Алтай (О. М. Адаменко, Е. В. Девяткин, С. А. Стрелков)	54
Краткие географические сведения	54
К истории накопления материала	57
Структурно-геоморфологические районы	60
Основные стадии формирования геологической структуры и этапы развития рельефа	62
О выделении фаз и этапов развития рельефа	62
Стадия становления складчатой горной системы на месте геосинклинали	63
Этап преобладания денудационного выравнивания (позднемеловая эпоха — начало палеогена)	67
Этап заложения основных морфоструктур (поздний палеоген — начало плиоцена)	70
Главный этап новейшего горообразования (средний-поздний, плиоцен — раннечетвертичная эпоха, или эоплейстоцен)	76
Этап расчленения и начального воздействия оледенения (конец раннечетвертичной — начало позднечетвертичной эпохи)	85
Главный этап формирования ледниковой морфоскульптуры в горах (век позднечетвертичного оледенения) и развития речных долин	95
Этап послеледникового преобразования рельефа (голоцен)	115
Выводы	119
Салаирский кряж (В. В. Вдовин, А. М. Малолетко)	121
Границы и основные черты тектонического строения	121
К истории накопления материала о рельефе и мезо-кайнозойских отложениях	125
Современный рельеф	128
История развития рельефа	132
Этап раннепалеозойского геосинклинального прогибания и формирования складчатой структуры	132
Этап позднепалеозойско-триасового горообразования и денудационного выравнивания	133

Этап юрского горообразования	135
Этап мел-палеогенового денудационного выравнивания	137
Этап новейшего поднятия	142
Этап формирования экзогенной морфоскульптуры	145
Этап современного преобразования рельефа (голоцен)	154
Кузнецкая котловина (<i>Ю. Б. Файнер</i>)	157
История палеогеоморфологических исследований	157
Тектоника	161
Рельеф и геоморфологическое районирование	162
Южный геоморфологический район	164
Северный геоморфологический район	166
Присалаирский структурно-геоморфологический район	167
Рельеф аккумулятивной равнины Кузнецкой котловины	168
История развития рельефа	172
Субгеосинклинальный этап развития	173
Орогенный этап развития (средний карбон — триас)	173
Субплатформенный этап развития	174
Этап завершения формирования современного тектонического плана (поздняя юра — ранний мел)	179
Первый этап денудационного выравнивания рельефа	183
Этап новейшего поднятия	188
Этап формирования экзогенной морфоскульптуры	195
Этап современного преобразования рельефа	200
Кузнецкое нагорье (<i>О. В. Кашменская, Ю. П. Казакевич, Э. Н. Шварева</i>)	204
Рельеф	204
Рыхлые отложения	206
История исследования	207
Геосинклинальный и орогенный этапы развития. Морфоструктурный анализ	208
Развитие палеорельефа в мезозое и раннем палеогене	211
Обзор представлений	211
Стратиграфия мезозойских и палеогеновых отложений	213
История развития палеорельефа	219
Этапы формирования современного рельефа в позднепалеогеновое и четвертичное время	224
Обзор существующих представлений	224
Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений	227
Этапы формирования современного рельефа	229
Выводы	235
Минусинские впадины (<i>Л. К. Зяткова, О. А. Раковец</i>)	240
История исследования	240
Современный рельеф Минусинских впадин	244
Морфоструктура Минусинских межгорных впадин и некоторые моменты ее формирования	251
История развития рельефа Минусинских межгорных впадин	255
Этапы геосинклинального развития	255
Этап послегеосинклинального развития	257
Этап денудационного выравнивания рельефа	259
Новейший этап развития рельефа (поздний олигоцен — начало раннечетвертичной эпохи)	260
Этап формирования морфоскульптуры (формирование основной современной поверхности впадин)	266
Этап современного преобразования рельефа	270
Основные этапы проявления новейших движений в пределах Минусинских впадин	271
Выводы	275
Восточный Саян (<i>Л. С. Милева</i>)	276

Краткий очерк истории исследования	276
Современный рельеф и его элементы	280
Особенности строения речных долин	285
История развития рельефа Восточного Саяна	287
Геосинклинальная фаза развития	287
Фаза послегеосинклинального орогенного развития рельефа	289
Фаза регионального выравнивания	291
Новейший орогенный этап развития рельефа	293
Этап формирования морфоскульптуры	297
Этап современного преобразования рельефа	305
Выводы	306
Западный Саян (<i>Л. К. Зятькова</i>)	308
К истории геоморфологической изученности	308
Современный рельеф Западного Саяна и его морфоструктурные особен- ности	310
История развития рельефа Западного Саяна	318
Геосинклинальный этап развития геологической структуры	319
Орогенный этап развития геологической структуры	320
Этап денудационного выравнивания рельефа	320
Новейший орогенный этап	322
Этап экзогенного преобразования рельефа (средне-позднечетвертич- ная эпоха)	327
Выводы	331
Тува (<i>Л. К. Зятькова</i>)	333
История геоморфологических исследований	333
Современный рельеф Тувы	336
Морфоструктурные особенности Тувы	339
История развития рельефа Тувы	347
Геосинклинальный этап развития	347
Орогенный этап развития	348
Этап денудационного выравнивания	349
Новейший орогенный этап	350
Этап экзогенного преобразования рельефа и создания морфоскульп- турных особенностей	356
Выводы	359
Заключение (<i>С. А. Стрелков</i>)	363
Литература	377

**История развития рельефа
Сибири и Дальнего Востока**
Алтае-Саянская горная область

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР*

Редактор издательства *А. И. Кудашев*
Технический редактор *В. Г. Лаут*

Сдано в набор 6/1 1969 г. Подписано к печати 16/IV 1969 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Печ. л. 26,0+5 вкл.
Усл. печ. л. 37,4. Уч.-изд. л. 38,1 (37,7+0,4 вкл.) Тираж 1000 экз.
Т-06422. Тип. зак. 5507

Цена 4 руб.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография Издательства «Наука». Москва, Г-99,
Шубинский пер., 10