

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
им. А.А. ТРОФИМУКА

ТРУДЫ, ВЫП. 852

И. С. НОВИКОВ

МОРФОТЕКТОНИКА АЛТАЯ

Научные редакторы
д-р геол.-мин. наук Е.В. Девяткин
д-р геол.-мин. наук Г.Ф. Уфимцев



Новосибирск
Издательство СО РАН
Филиал "Гео"
2004

УДК 551.24(571.15)

ББК 26.324

H731

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая / Науч. ред. Е.В. Девяткин, Г.Ф. Уфимцев. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. – 313 с.

ISBN 5-7692-0645-4

Монография дает развернутое представление о современном состоянии научных взглядов на новейшую тектонику Большого Алтая. Основным методом исследования является морфотектонический анализ, позволяющий широко использовать дистанционные и картографические материалы и проводить в едином ключе обобщение широкого спектра геологической и геофизической информации. Проведен анализ большинства опубликованных в отечественной и зарубежной литературе данных по кайнозойскому тектогенезу Алтая, описаны новейшая структура этой мобильной зоны и участки, включающие основные типы структур. Предложена оригинальная тектоническая модель орогенеза и тектогенеза территории на новейшем этапе. Сильные землетрясения, произошедшие осенью 2003 года, на Горном Алтае, послужили доказательством правильности данной модели. Локализация эпицентров и характер смещений по поверхностным сейсморазрывам показали ее высокие предсказательные возможности и подтвердили единство новейших структурных планов Горного и Монгольского Алтая.

Для геологов широкого профиля, геоморфологов, географов.

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук *М.М. Буслов*
д-р геол.-мин. наук *П.М. Бондаренко*
д-р геогр. наук *Л.К. Зятькова*

*Издание осуществлено
при финансовой поддержке РФФИ,
проект № 04-05-78048д*



ISBN 5-7692-0645-4

© И.С. Новиков, 2004
© ОИГГМ СО РАН, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава 1. Физико-географический очерк</i>	10
<i>Глава 2. Закономерности процесса накопления материала и изменение научных представлений о морфологической и морфотектонической эволюции территории</i>	39
<i>Глава 3. Геологические свидетельства горообразования на Алтае в позднем палеозое и мезозое</i>	59
<i>Глава 4. Осадочная летопись последнего орогенеза</i>	84
<i>Глава 5. Соотношение тектонического строения палеозойского основания и кайнозойских структур новейшей активизации</i>	145
<i>Глава 6. Геофизические, сейсмогеологические и сейсмологические проявления новейшей тектонической активизации территории</i>	170
<i>Глава 7. Кайнозойская тектоника Алтая и ее геоморфологические проявления</i>	188
<i>Заключение</i>	272
<i>Литература</i>	274

ОСАДОЧНАЯ ЛЕТОПИСЬ ПОСЛЕДНЕГО ОРОГЕНЕЗА

Исследовать морфотектоническую эволюцию любого горного региона можно по двум направлениям. Во-первых, изучать морфологию существующего рельефа, накапливая детальную информацию о морфотектонических процессах. При этом использовать геоморфологические методы, с их помощью выявлять линии молодых разломов, отличая их от древних разрывных нарушений, определять амплитуды новейших перемещений и характер пликативных деформаций. Кроме того, анализ геоморфологической структуры дает возможность построения независимой событийно-хронологической шкалы новейшего горообразования (эти данные приведены в гл. 7).

Во-вторых, исследовать отложения, формировавшиеся в ходе морфотектонического процесса, что позволяет достаточно системно, хотя и в самых общих чертах, восстановить историю развития горного рельефа. Это делается на базе палеогеографической интерпретации разрезов отложений, сформировавшихся во впадинах, расположенных в непосредственной близости от горных сооружений при сносе в них продуктов разрушения при неизбежном эрозионном расчленении растущих возвышенностей.

Очевидно, что только сочетание этих направлений исследований наряду с материалами геофизических и сейсмологических работ, а также непосредственных инструментальных наблюдений дает возможность достаточно полно восстановить историю формирования и современную тектоническую структуру молодых горных сооружений. Научные разработки автора укладываются в русло геоморфологического направления морфотектонических исследований, поэтому все рассматриваемые материалы геологического и геофизического содержания взяты из опубликованных источников.

Итак, отложения, образованные в ходе кайнозойского орогенеза Алтая, сосредоточены во впадинах, располагающихся как внутри горной системы, так и вокруг нее. Наиболее крупный орографический объект — Западно-Сибирский бассейн, ограничивает горы Алтая с севера. В рельефе он выражен одноименной равниной. Непосредственно примыкающая к Алтаю часть бассейна носит название Бийско-Барнаульской впадины и выражена в рельефе Предалтайской равниной и Приобским плато. С юго-запада горные сооружения Алтая граничат с Джунгарской и Зайсанской впадинами. Джунгарская впадина содержит мощный разрез мезокайнозойских отложений и по некоторым па-

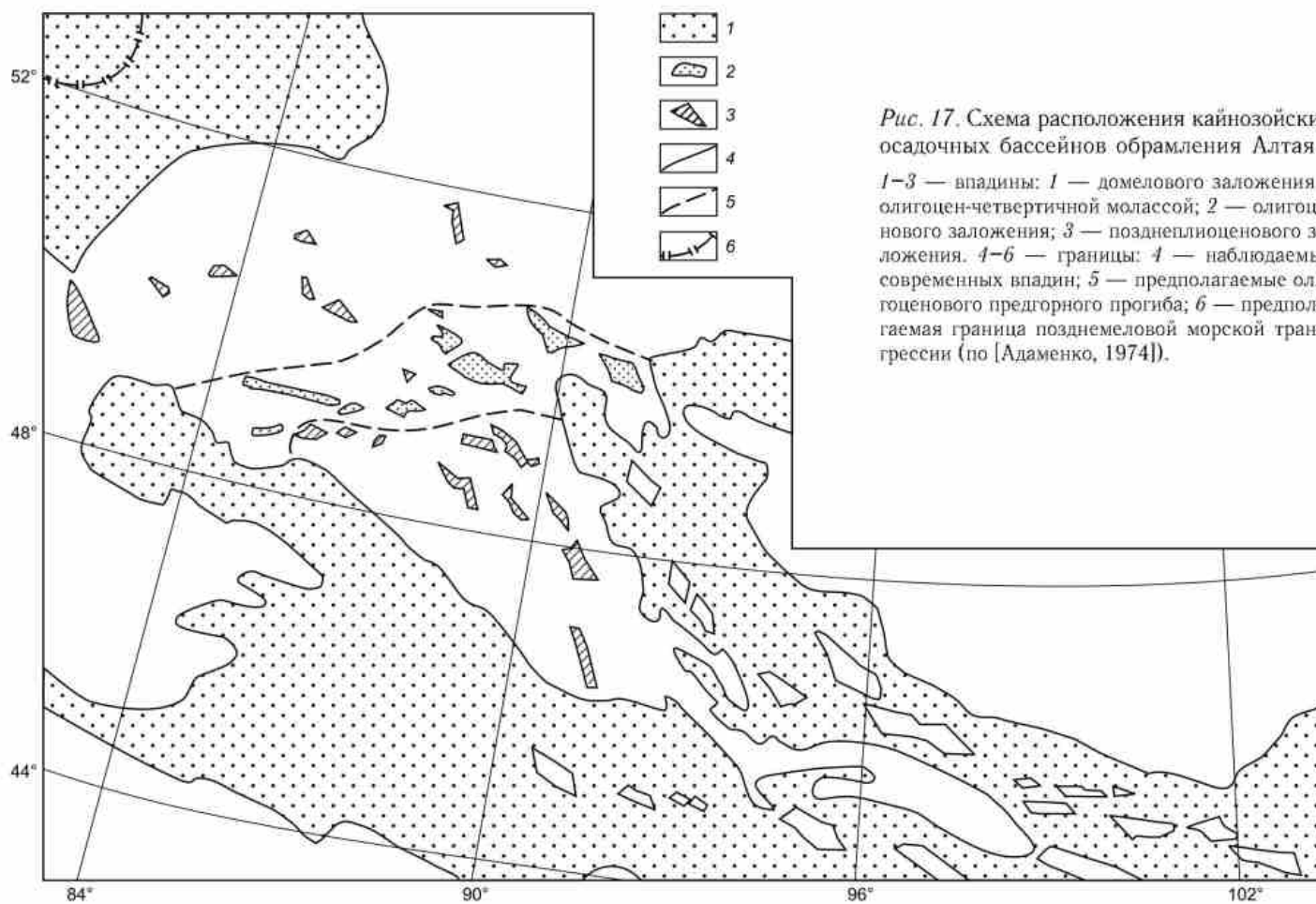


Рис. 17. Схема расположения кайнозойских осадочных бассейнов обрамления Алтая.

1-3 — впадины: 1 — домелового заложения с олигоцен-четвертичной молассой; 2 — олигоценного заложения; 3 — позднеплиоценового заложения. 4-6 — границы: 4 — наблюдаемые современных впадин; 5 — предполагаемые олигоценного предгорного прогиба; 6 — предполагаемая граница позднемиоценовой морской трансгрессии (по [Адаменко, 1974]).

раметрам ведет себя в ходе кайнозойского орогенеза Алтая так же, как и Бийско-Барнаульская впадина. Это относительно стабильная пограничная область, имеющая жесткое палеозойское основание. И та, и другая мало подвергались кайнозойским деформациям и на протяжении мезокайнозоя были областями погружения и осадконакопления. Они выражены в рельефе в виде обширных аккумулятивных равнин, испытавших денудацию на последнем этапе развития.

Однако на этом сходство заканчивается. В ходе кайнозойской активизации в воздымание вовлечена периферическая полоса Джунгарской впадины, и, напротив, северная периферия Алтая поэтапно погружалась, становясь частью Бийско-Барнаульской впадины. С северо-востока Алтай ограничивает сложно построенная система менее значительных впадин Предалтайского прогиба, Котловины Больших Озер и Долины Озер, разделяющая Монгольский Алтай, Гобийский Алтай и Хангайское поднятие. В юго-восточной части Горного Алтая и северо-западной части Монгольского Алтая достаточно много новейших межгорных прогибов, из них наиболее крупная и хорошо изученная — Чуйская впадина (рис. 17).

4.1 Геологическое строение Бийско-Барнаульской впадины

В тектоническом отношении Бийско-Барнаульская впадина относится к Западно-Сибирской платформе. Платформенный чехол рассматриваемой впадины имеет сложное строение и характеризуется большим разнообразием фаций. В его пределах присутствует практически весь генетический спектр осадочных пород, включая типично морские, прибрежно-морские, аллювиально-озерные и пролювиально-делювиальные образования. Возрастной диапазон отложений охватывает период с ранней юры до голоцена.

Следует отметить, что существует неопределенность в названии впадины. Часто исследователи называют прогиб перед северным фасом Алтая Кулундинской или Предалтайской впадиной [Адаменко, 1974, 1976; и др.], другие считают его частью более крупной Кулундинской впадины (включая туда и Омскую) [Зятькова, 1977], иногда выделяют ее в качестве самостоятельной впадины и называют вслед за Б.Ф. Сперанским [1937] Бийско-Барнаульской.

Здесь налицо очевидная путаница в объектах и названиях. Кулундинская и Предалтайская — это две разные впадины. Кулундинская — это крупная впадина, являющаяся частью Омской впадины, поскольку между ними отсутствует сколько-нибудь обоснованная структурная граница. Она заходит на территорию Алтайского края лишь своим юго-восточным углом. Бийско-Барнаульская (она же Предалтайская) впадина представляет собой своеобразный предгорный прогиб, формирование и заполнение которого на последних этапах тесно связано с кайнозойским орогенезом Алтая. С севера, востока и юга впадина ограничена возвышенностями и горами Буготака, Салаира и Алтая. С запада она не совсем замкнута и ее граница проводится по выраженному в рельефе палеозойского фундамента уступу, соединяющему валообразные поднятия в рельефе фундамента, соответствующие активизированным на неотектоническом этапе продолжения Томь-Колыванской складчатой зоны северо-восточного простирания и основных структур Алтая, имеющим северо-западное простирание.

Бийско-Барнаульская впадина расположена на южной границе Западно-Сибирской плиты. В южной части впадины, на ее границе с Горным Алтаем развита наклонная аккумулятивная Предалтайская равнина. Севернее в левобережье Оби она переходит в слабо возвышенное расчлененное денудационно-аккумулятивное Приобское плато, а в правобережье — в Присалаирскую равнину или Бийско-Чумышскую «возвышенность», часто тоже относимые к Приобскому плато. Далее на запад Приобское плато переходит в Кулундинскую низменность, представляющую собой аккумулятивную равнину. Разделяющий Приобское плато и Кулундинскую низменность уступ пространственно совпадает с уступом палеозойского фундамента, разделяющим Предалтайскую и Кулундинскую впадины.

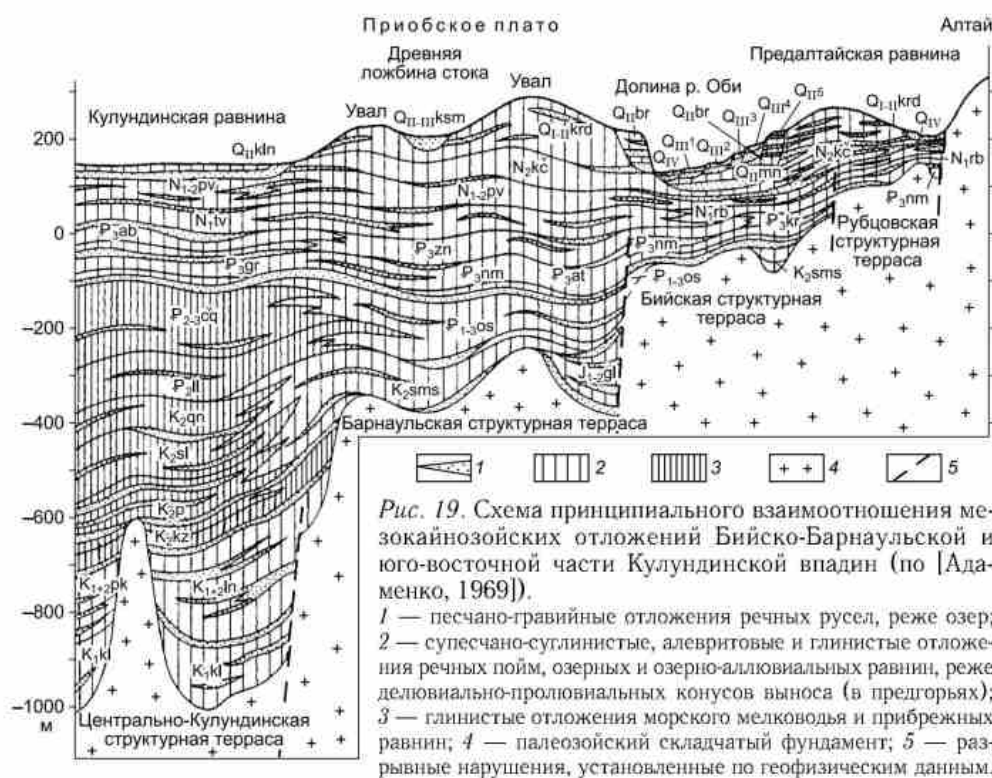
Поскольку на поверхности Бийско-Барнаульской впадины естественными обнажениями вскрыты только верхненеогеновые и четвертичные породы, ее геологическое строение было изучено достаточно поздно. Обзорные работы конца XIX и начала XX в. почти не содержали материалов о ее геологическом строении. Лишь в 50–60-е гг. после проведения масштабных геофизических и буровых работ были выявлены юрские впадины в палеозойском основании впадин, меловые отложения в основании разреза сплошного чехла впадины, основные закономерности ее тектоники и стратиграфии. Итоговая сводка данных этого периода и их интерпретация опубликованы в известной монографии О.М. Адаменко [1974]. Исследования 70–80-х гг. XX в. подтвердили верность практически всех его основных выводов и позволили существенно уточнить мощности, особенности залегания и распределение различных фаций [Геологическая..., 1988]

Палеогеновые отложения развиты в Кулундинской впадине в виде мощного (от 100 до 300–400 м) и сплошного чехла. Они залегают со стратиграфическим несогласием и размывом на верхнемеловых осадках. В пределах Центрально-Кулундинской зоны палеогеновые отложения, скорее всего, распространены слабо [Адаменко, 1974], сплошное распространение имеют здесь морские эоцен-нижеолигоценовые осадки и континентальные олигоценовые отложения. На Барнаульской и Бийской структурных террасах все три отдела палеогена представлены континентальными осадками, а в пределах Рубцовской структурной террасы развиты только континентальные олигоценовые отложения (рис. 18, 19). При этом собственно к Бийско-Барнаульской впадине относятся последние три структурные террасы.

Люлинворская свита (Р₂II). Отложения люлинворской свиты с размывом залегают на верхнемеловых породах ганькинской свиты. В основании разреза располагается базальный горизонт кварцево-глауконитового песчаника, мелко- и разнозернистого плохо окатанного, мощностью до 10 м. Нижняя часть разреза сложена светлыми голубовато-серыми опоковидными глинами, опоками с мелкими гнездовидными включениями, прослоями песчано-алевритового материала и глауконитового песка. В кернах скважин встречены чешуйки рыб и богатая фауна радиолярий и фораминифер. Верхняя часть разреза представлена светло-серыми слабоопоковидными и алевритистыми глинами с гнездовидными включениями песчано-алевритового материала, ходами червей, фауной губок и радиолярий. Мощность свиты от 10–30 до 50–70 м.

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Горизонты Зап.-Сиб. низменности	Структурные террасы Бийско-Барнаульской впадины																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
					Центрально-Кулундинская	Барнаульская	Бийская	Рубцовская																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							
Неогеновая	Плиоцен	Верхний		Кочковский	Кочковская свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
		Средний	Павлодарский	Павлодарская свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
		Нижний																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
	Миоцен	Верхний	Таволжанский	Таволжанская свита			Рубцовская (аральская) свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
		Средний																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
Палеогеновая	Оligocene	Верхний	Абросимовский	Абросимовская свита	Знаменская свита	Крутихинская (чаграйская) свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																									
			Журавский	Журавская свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
		Средний	Новомихайловский	Новомихайловская свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
	Эоцен	Нижний	Атлымский	Атлымская свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
		Верхний	Чеганский	Чеганская свита	Островновская (алейская) свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
		Средний	Люлинворский	Люлинворская свита																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																											
		Нижний																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
	Палеоцен		Талицкий																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												

Рис. 18. Схема распространения основных юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых свит Бийско-Барнаульской впадины (по [Адаменко, 1974]).



Чеганская свита ($P_{2-3} \text{ } \check{c}g$). Отложения чеганской свиты согласно перекрывают осадки люлинворской свиты. Они представлены зелеными и зеленовато-серыми алевритистыми и алевритовыми плитчатыми жирными глинами с очень тонкими прослойками, присыпками и гнездами светло-серого тонко- и мелкозернистого песка и алеврита, прослоями и желваками глинистых сидеритов, включениями пирита, растительных остатков и костей рыб. В южной части Центрально-Кулундинской зоны, в верхней части разреза, часто встречаются континентальные фации — серые глины, пески, прослои бурых углей. Мощность свиты от 10–15 до 100–120 м. Осадки ее формировались в условиях морского мелководья. В них обнаружены фораминиферы, радиолярии, ostracods, семена и спорово-пыльцевые комплексы.

Островная свита ($P_{1-3} \text{ } os$). К востоку и югу от Центрально-Кулундинской структурной террасы глинистые морские отложения люлинворской и чеганской свит замещаются континентальными озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными осадками островной свиты, распространенной на Барнаульской структурной террасе. Мощность свиты от 30–40 до 60–100 м [Зальцман, 1968]. В пределах Бийской структурной террасы отложения свиты выполняют изолированные впадины и палеодолины. Отложения представлены серыми, светло-серыми, белыми, темно-синими, иногда пятнистыми красновато-зеленовато-серыми каолиновыми глинами и алевритами с прослоями от

2 до 15 м кварцевых песков, гравийников и галечников. Встречаются отдельные пласты (0,2–7,0 м) лингитов и бурых углей, включения кремнисто-сидеритовых конкреций и бокситов. Местами отмечаются отпечатки листьев, растительные остатки и обломки древесины. Выделены спорово-пыльцевые комплексы растений умеренного влажного климата.

Континентальные озерно-аллювиальные, аллювиальные и озерно-болотные осадки олигоцена объединяются в некрасовскую серию, имеющую в пределах Кулундинской впадины площадное распространение. Серия подразделяется на ряд свит: атлымскую (нижний олигоцен), новомихайловскую (средний олигоцен) и знаменскую (верхний олигоцен). Последней в предгорьях Алтая соответствуют крутихинская (чаграйская) свита, а в центральной части Кулундинской низменности — абросимовская и журавская свиты.

Атлымская свита (P_3at). Отложения свиты образуют основание разреза олигоцена и развиты в Кулундинской впадине повсеместно, за исключением Рубцовой структурной террасы. Свита сложена белыми и светло-серыми мелко-, средне- и грубозернистыми среднеокатанными кварцевыми песками, содержащими линзы гравия и галечников кварц-кварцитового состава. Иногда встречаются маломощные (0,1–1,0 м) прослой серых каолиновых глин с растительными остатками и обломками древесины. Мощность свиты от 2–4 до 40–60 м. Отложения свиты с размывом залегают на породах чеганской и островновской свит, реже на коре выветривания, развитой на палеозойском основании, и имеют повсеместно аллювиальный генезис. Количество грубообломочного материала возрастает по мере приближения к горным сооружениям Алтая. Из отложений выделены спорово-пыльцевые комплексы умеренно теплолюбивой флоры.

Новомихайловская свита (P_3nm). Аллювиальные пески атлымской свиты постепенно сменяются вверх по разрезу озерными и озерно-болотными отложениями новомихайловской свиты, имеющими площадное распространение на территории Кулундинской впадины, за исключением Рубцовой структурной террасы, где они выполняют отдельные понижения палеозойского основания. Отложения новомихайловской свиты представлены преимущественно сероцветными (иногда с сиренево-малиновым оттенком) алевритами и глинами с растительными остатками, включениями янтаря, конкреций пирита и обломков древесины. Встречаются также линзы и прослой кварцевых мелкозернистых песков мощностью от одного до 5–10 м, лингитов и бурых углей мощностью от нескольких сантиметров до 7–8 м.

Общая мощность свиты от 2–5 до 60–70 м. Породы имеют озерно-болотный фациальный облик и лишь вблизи границы с горами Алтая в них наблюдается появление аллювиальных фаций. В осадках новомихайловской свиты обнаружены отпечатки листьев и многочисленные спорово-пыльцевые спектры растительности несколько более умеренного, но так же достаточно теплого и влажного, как и во время формирования атлымской свиты, климата.

Отложения верхнего олигоцена имеют в пределах Бийско-Барнаульской впадины разнообразный литологический состав и подразделяются на пять свит. В пределах Центрально-Кулундинской структурной террасы они пред-

ставлены журавской и абросимовской свитами, на Барнаульской и Бийской структурных террасах — знаменской, а в предгорьях Алтая относятся к крутихинской (чаграйской) свите.

Журавская свита (P_3gr). Сероцветные угленосные отложения новомихайловской свиты сменяются вверх по разрезу зеленовато-серыми кварц-палевошпатовыми мелкозернистыми песками с прослоями зеленовато-серых алевроитов и глин. Мощность свиты 10–40 м. Ее отложения залегают на нижележащих породах со слабым размывом.

Абросимовская свита (P_3ab). На осадках журавской свиты согласно залегает сероцветная толща алевроитовых и алевроитистых глин, алевроитов и песков с редкими пластами и линзами бурых углей и лингитов мощностью до 0,5 м, относящаяся к абросимовской свите. Мощность свиты от 5–6 до 25 м. В осадках свиты обнаружены отпечатки листьев, споры и пыльца.

Знаменская свита (P_3zn). Она является стратиграфическим аналогом нерасчлененных журавской и абросимовской свит. Ее отложения расположены ближе к границе с горами Алтая и представлены зеленовато-серыми глинами и алевроитами, чередующимися с пластами мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых песков с примесью гравия и гальки озерно-аллювиального и аллювиального генезиса. Мощность свиты от 2–3 до 40–60 м.

Крутихинская свита (P_3kr). В непосредственной близости с Алтаем отложения знаменской свиты замещаются осадками, выделяемыми как крутихинская свита [Адаменко, 1974]. Они представлены аллювиальными, озерно-аллювиальными и делювиально-пролювиальными пестроцветными (красно-сиреневыми, малиново-желтыми, зелено-черными) и белыми каолиновыми глинами и кварц-каолиновыми песками с прослоями и линзами гравия и гальки кварц-кварцитового состава. Мощность свиты от 2–5 до 50–70 м. В зоне предгорий преобладают делювиально-пролювиальные отложения с признаками химического выветривания. По мере удаления от предгорий мощность разреза увеличивается и в его составе начинают преобладать аллювиальные фации. Из отложений выделены спорово-пыльцевые комплексы, в которых наряду со спорами умеренно влаголюбивой лесной растительности появляются степные виды.

Отложения неогена широко распространены в пределах Бийско-Барнаульской впадины. Все они, за исключением самых верхов неогена, относятся к субаридной пестро- и зеленоцветной песчано-глинистой карбонатной гипсоносной формации и объединяются в бурлинскую серию. Нижняя часть бурлинской серии выделяется в качестве таволжанской и замещающей ее в предгорьях рубцовой свит. Верхняя часть бурлинской серии представлена павлодарской свитой. Отложения верхней части неогеновой системы (средний–верхний плиоцен) существенно отличаются, относятся к переходной семиаридной серо- и красноцветной и выделяются в кочковскую свиту.

Таволжанская свита (N_1iv). Она представлена зеленовато-серыми, темно-зелеными, реже серыми, буровато-коричневыми и пятнистыми буровато-зелеными монтмориллонитовыми глинами с пятнами ожелезнения, известково-мергелистыми конкрециями, прослоями мергелей, мелко- и среднезернистых песков и гравия. Генезис отложений аллювиально-озерный, реже озерно-ал-

лювиальный и озерно-болотный. Мощность прослоев песков от 1–5 до 10 м. Общая мощность свиты от 10–20 до 60–80 м. Осадки таволжанской свиты согласно или с небольшим размывом залегают на отложениях абросимовской и знаменской свит. В верхней части они согласно перекрываются породами павлодарской свиты. Из отложений выделены спорово-пыльцевые комплексы лесостепной растительности.

Рубцовская свита (N_{1gb}). Отложения этой свиты распространены во впадинах Рубцовой структурной террасы, а также в низкогорье Алтая [Мартынов, Никитин, 1968]. Для нее характерны зеленые, голубовато-зеленые, красно-бурые, зелено-красные пятнистые монтмориллонитовые некарбонатные глины с друзами гипса, оолитами и дендритами гидроокислов железа и марганца, с линзами и прослоями кварц-полевошпатовых песков и гравия. Отложения имеют озерный и делювиально-пролювиальный генезис. Мощность отложений колеблется от 10–20 до 50–80 м.

Павлодарская свита ($N_{1,2pv}$). Отложения свиты представлены делювиально-пролювиальными, озерными, реже озерно-аллювиальными и аллювиальными красно-бурыми глинами с друзами гипса, оолитами гидроокислов железа и марганца, линзами глинистых песков, гравия и щебня. Они развиты практически повсеместно и плащеобразно покрывают поверхность древнего рельефа. Мощность свиты увеличивается от 5–10 м на древних междуречьях до 40–70 м в палеодолинах. В предгорьях Алтая преобладают делювиально-пролювиальные фации. По мере удаления от гор все большую роль играют озерные и аллювиальные фации. В отложениях содержится богатая фауна крупных и мелких млекопитающих, ископаемые семена и спорово-пыльцевые комплексы преимущественно степной растительности.

Кочковская свита ($N_{3k\delta}$). Отложения этой свиты по многим параметрам сходны с вышележащими четвертичными отложениями. К верхнему плиоцену они отнесены на основании изучения фауны мелких млекопитающих [Адаменко, Зажигин, 1965]. Есть указания на то, что они, возможно, захватывают и верхи среднего плиоцена [Вангенгейм, Зажигин, 1965; Мартынов, 1968]. Отложения кочковской свиты представлены делювиально-пролювиальными и озерно-аллювиальными карбонатными глинами и суглинками серого, зеленовато-серого, бурого и темно-бурого цвета с частыми линзами и прослоями глинистых окатышей, разнозернистых песков, гравия и галечников. На отложениях павлодарской свиты они залегают без видимого несогласия с постепенными переходами, реже с размывом. Мощность отложений колеблется от 10–20 до 40–80 м, местами достигает 100–120 м.

Осадки кочковской свиты распространены в пределах Предалтайской равнины практически повсеместно. Отсутствуют лишь в областях более позднего размыва. В предгорьях Алтая они выполняют древние долины, которые расширяются в северном направлении и образуют обширные бассейны озерно-аллювиальной аккумуляции. В отложениях выше кочковской свиты перестает отмечаться взаимосвязь фациального состава отложений с древними структурными террасами фундамента впадины. Теперь фациальная изменчивость связана с новейшим структурным планом, во многом сходным с современным.

В пределах Кулундинской низменности отложения свиты имеют площадное распространение, отсутствуя лишь в местах размыва под молодыми долинами. Здесь они имеют преимущественно аллювиальный генезис и представлены песками с прослоями гальки и гравия. В прослоях иловатых суглинков и глин встречается фауна пресноводных моллюсков. Русловые отложения перекрыты делювиально-пролювиальными красно-бурыми глинами. В предгорьях Алтая и Салаира в составе свиты преобладают бурые, красновато-бурые и серые песчанистые глины, насыщенные щебнем. Отложения имеют преимущественно делювиально-пролювиальный генезис и включают лишь отдельные линзы озерно-аллювиальных и аллювиальных суглинков, супесей и песков. В отложениях выделено большое количество комплексов фауны крупных и мелких млекопитающих [Адаменко, 1974], свидетельствующих о сложности внутреннего строения свиты и неизохронности ее литологических границ.

Красnodубровская свита (Q₁₋₂krd). Красnodубровская свита [Мартынов, 1957, 1961] представлена мощной толщей лессовидных супесей и суглинков, чередующихся с пачками песков и горизонтами погребенных почв. Мощность свиты достигает 150 м. В основании иногда отмечается слабый размыв, но чаще переход постепенный и граница проводится условно по мощному горизонту почв или появлению в разрезе лессовидных суглинков и супесей вместо тяжелых суглинков и глин кочковской свиты. В ряде мест свита разделяется на две подсвиты. В составе нижней подсвиты существенную роль играют аллювиальные и озерно-аллювиальные фации с подчиненным значением субаэральных суглинков и супесей с прослоями погребенных почв. Отложения верхней подсвиты представлены субаэральными лессовидными суглинками и супесями, содержащими прослой погребенных почв, линзы и прослой эоловых и аллювиальных песков, а также озерно-аллювиальных иловатых суглинков, супесей и илов.

В центральных частях Предалтайской равнины свита, максимально мощная, распадается на 2–6 пачек от 10 до 30 м каждая. Пачки сложены внизу песками, супесями и иловатыми суглинками, сменяющимися выше по разрезу лессовидными супесями или суглинками, увенчанными погребенной почвой. Пространственные соотношения между пачками сложные, и наряду с простым напластованием наблюдаются вложение и прислонение, характерные для аллювиальных отложений.

По мнению О. М. Адаменко [1974], исходными породами для образования лессов красnodубровской свиты были мелкоземы различного генезиса (элювиального, аллювиально-озерного, делювиального, пролювиального и эолового). Последующие преобразования осадков в субаэральных условиях (облессование) придали им характерный облик. Лессы являются своеобразной плейстоценовой корой выветривания. Вся лессовая формация юга Сибири (включая более молодые, чем красnodубровские, лессовые отложения) соответствует перигляциальной и ледниковой формациям севера Сибири [Адаменко, Городецкая, 1970]. В отложениях красnodубровской свиты собрана фауна крупных млекопитающих, характерных для нижнего плейстоцена, а также грызунов нижнего и среднего плейстоцена.

В конце раннего плейстоцена на территории Бийско-Барнаульской впадины прекратилась сплошная площадная аккумуляция, господствовавшая здесь с раннего мела, и стала преобладать линейная аллювиальная аккумуляция в долинах. На водоразделах одновременно продолжалось периодическое формирование лессовых покровов. Очень сложно определить возраст аллювиальных образований, большое значение здесь имеет их геоморфологическая позиция. Выделяется пять надпойменных террас. Самая древняя сформировалась в завершающую стадию накопления красnodубровской свиты, а самая молодая предшествует образованию голоценовой поймы (рис. 20).

Пятая надпойменная терраса ($Q_{пш}al(5)$). В составе аллювиальных отложений этой террасы выделяются две свиты. Ее высота над урезом воды составляет 60–80 м. Мощность отложений 100–120 м, цоколь террасы погружен под урез воды на 30–40 м. Монастырская свита составляет нижнюю часть разреза. Она представлена русловыми песчано-галечниковыми отложениями с линзами старичных илов и иловатых суглинков. Мощность свиты от 15–20 до 40–55 м [Малолетко, 1963]. Ее отложения Е. Н. Шукина [1960] относил к башкаусскому ледниковому горизонту раннего плейстоцена. Комплекс более поздних палеонтологических находок позволяет отнести отложения свиты к нижней половине среднего плейстоцена.

К большереченской свите относится верхняя часть разреза пятой надпойменной террасы. В основании разреза залегает русловой аллювий, представленный косослоистыми гравийными песками с линзами гравия и галечников с отдельными валунами. Мощность слоя 15–20 м. Выше залегает ряд аллювиальных пачек мощностью 10–20 м каждая, представляющих собой ленточно-слоистое чередование песков и супесей, увенчанное слоем суглинков. Общая мощность свиты местами достигает 100–120 м, свидетельствуя о локальном подпруживании долин [Адаменко, 1974].

Четвертая надпойменная терраса ($Q_{пш}al(4)$). Ее высота 35–45 м, а поверхность местами сильно преобразована эоловыми процессами и перекрыта мощными (до 20 м) эоловыми песками. Мощность собственно аллювиальных отложений террасы составляет 40–50 м. Нижняя часть разреза сложена песчано-гравийными отложениями с галькой и валунами. Выше залегают переслаивающиеся суглинки и супеси, переходящие вверх по разрезу в лессовидные суглинки. В верхней части разреза расположена характерная пачка илов мощностью до 10–15 м, содержащая многочисленные растительные остатки и фауну моллюсков. О.М. Адаменко подробно рассматривает историю развития представлений о геологическом строении так называемого «майминского вала» [1974, с. 128–131] и убедительно доказывает, что он является частью четвертой надпойменной террасы и не имеет никакого отношения к деятельности ледника.

Третья надпойменная терраса ($Q_{пш}al(3)$). Она имеет высоту над урезом воды 20–30 м, уменьшающуюся по мере удаления от горных сооружений. Мощность ее аллювиальных отложений от 18 до 20–25 м. В предгорьях Алтая терраса сложена гравийными галечниками с многочисленными валунами. Вниз по течению эти отложения сменяются более мелкообломочными и в центральной части Кулундинской впадины имеют преимущественно песчаный состав.

Стратиграфическая схема Министерства геологии СССР			Стратиграфическая схема ГИН АН СССР			Альпийская схема	Региональные горизонты европейской части СССР	Региональные горизонты Зап.-Сиб. низменности	Бийско- Барнаульская впадина	Горный Алтай																							
Система	Отдел	Ярус	Система	Отдел	Ярус																												
Четвертичная																																	
Средний плейстоцен, или среднечетвертичные отложения			Верхний плейстоцен, или верхнечетвертичные отложения			Вюрмский	Пойменные террасы	Пойменные террасы и морены современных ледников																									
Нижний плейстоцен, или нижнечетвертич- ные отложения			Плейстоцен	Рисский	Вюрм I			Вюрм II	Вюрм III	I терраса (8–11 м)	Низкие (5–20 м) террасы Катуни	Морена 2-го постмаксимального опеденения																					
													Зоплейстоцен	Миндельский (верхний зоплейстоцен)	Миндель	Обский	Демьянский	Доледни- ковый	Красно- дубровская свита	Озерно-аллювиальные отложения	Башкауская свита												
																						Монастырская свита	V терраса (80–120 м), бобовская свита, большереченская свита	IV терраса (45 м)	III терраса (25–35 м)	II терраса (14–17 м)	Межморенные торфянистые глины	Средние (20–60 м) террасы Катуни	Морена 1-го постмаксимального опеденения				
																														Высокие (60–270 м) террасы Катунь	Морена максимального опеденения		
																																Озерно- аллювиальные отложения	

Рис. 20. Корреляция четвертичных отложений Кулундинской впадины и Горного Алтая и их положение в стратиграфических схемах (по [Адаменко, 1974]).

Из отложений террасы собраны костные остатки крупных млекопитающих, характерных для позднего плейстоцена [Шукина, 1960; Малолетко, 1963]. Местами аллювиальные отложения перекрыты эоловыми песками или лессовидными суглинками. В первом случае поверхность террасы бугристая, а во втором — ровная.

Вторая надпойменная терраса ($Q_{IIIal}(2)$). Терраса возвышается над урезом воды на 14–18 м и имеет мощность аллювия 10–18 м. Высота террасы изменчива в связи с сильной переработкой ее поверхности эоловыми процессами. При движении от предгорий к равнине отложения террасы постепенно переходят от валунно-галечных к песчано-гравийным и суглинисто-супесчаным. В отложениях распространены остатки крупных млекопитающих и грызунов, свидетельствующие об их позднеплейстоценовом возрасте [Шукина, 1960].

Первая надпойменная терраса ($Q_{IIIal}(1)$). Ее высота над урезом воды 8–11 м. Цоколь расположен на уровне воды, иногда погружается на 5–15 м. Мощность аллювия колеблется от 10 до 20–25 м, а состав меняется по мере удаления от гор с валунно-галечникового до песчано-гравийного. В верхней части разреза встречаются торфяники. Имеются определения абсолютного возраста по ^{14}C — 12600 ± 150 лет [Адаменко, 1974], что соответствует концу последней ледниковой эпохи Алтая.

Субаэральные покровные отложения ($Q_{III-IVsa}$). Водораздельные пространства и надпойменные террасы перекрыты плащеобразным слоем субаэральных лессовидных пород мощностью от 1–2 до 5–10 м. Они представлены серыми, палево- и желтовато-серыми неслоистыми пористыми сильнокарбонатными супесями и суглинками с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, остатками кротовин и корней растений. От подстилающих отложений террас или красnodубровской свиты субаэральные покровные отложения отделены нечеткой границей, реже горизонтом погребенной почвы. Граница подчеркивается сменой серой, зеленоватой или синевато-серой окраски нижележащих пород желто-бурой окраской субаэральных отложений. Для покровных отложений характерно изменение их мощности в зависимости от возраста перекрываемого ими рельефа. На первой, второй и третьей надпойменных террасах их мощность составляет от 0–1 до 4–5 м. На четвертой и пятой террасах — до 10 м, а в пределах междуречий — до 15 м. Особенности литологии и залегания не оставляют сомнений в эоловом происхождении покровных отложений [Волков и др., 1969].

Пойменные террасы (Q_{IVal}). В голоценовое время в долинах рек Предалтайской равнины формировались русловые, пойменные и старичные фации, слагающие пойменные террасы. Русловые отложения представлены галечниками с примесью песка и гравия, пойменные — тонкозернистыми ленточно-слоистыми песками и супесями. Старичные фации сложены серыми и синевато-серыми илами и иловатыми суглинками с тонкой ленточной слоистостью. Поймы крупных рек имеют три уровня: 5–6, 3–4 и 1,0–1,5 м. Мощность пойменных отложений составляет обычно 5–6 м, иногда повышается до 10–15 м.

Особенности геологического строения мезокайнозойской толщи Бийско-Барнаульской впадины свидетельствуют об этапности ее формирования [Адаменко, 1974]. В юрском периоде тектонический режим впадины был одина-

ков. В начале периода здесь происходило накопление угленосных отложений, а в конце — впадина стала областью сноса. В мелу началось погружение Центрально-Кулундинской зоны впадины, где сформировался наиболее полный разрез меловых и кайнозойских отложений. В позднем мелу область погружения захватывает Барнаульскую зону, где происходит накопление континентальных осадков, в то время как в Центрально-Кулундинской зоне формируются морские отложения. Бийская зона стала областью континентального осадконакопления только в начале палеогена, а Рубцовская — в его конце.

Следует отметить, что погружение впадины сопровождалось в конце палеогена ростом горных сооружений Алтая, что нашло свое отражение в фациальной изменчивости олигоценовых отложений. Тогда же прекратилось накопление морских осадков в Центрально-Кулундинской зоне. В конце неогена — начале четвертичного периода (в эоплейстоцене, по Е. В. Девяткину [1965]) начинается завершающая фаза роста горных сооружений Алтая, которая приводит к прекращению площадного осадконакопления в пределах Бийско-Барнаульской впадины. С этого времени здесь идет аллювиальная аккумуляция в долинах рек и субаэральная — на водоразделах, подчиняющаяся в своем развитии не столько тектоническим движениям, сколько климатическим колебаниям четвертичного периода.

4.2. □ Верхнемеловые и кайнозойские отложения Зайсанской впадины

Благодаря новейшим деформациям отложений Зайсанской впадины здесь сформировалось достаточно много естественных обнажений. Несмотря на то, что кайнозойские отложения впадины имеют исключительно континентальный генезис, они содержат большое количество ископаемых флоры и фауны, облегчающих их расчленение и корреляцию. Подробное расчленение новейших отложений Зайсанской впадины проведено Б. А. Борисовым [1963, 1990]. Однако некоторые исследователи не приняли его классификации, мотивируя это тем, что отдельные структурные единицы не имеют повсеместного распространения во впадине, и создали свою стратиграфическую схему с более крупными и удобными для картирования подразделениями [Ерофеев, 1969] (рис. 21).

Следует отметить, что основные стратиграфические подразделения Призайсанья, соответствующие главным этапам его новейшей геологической истории, настолько литологически характерны, что выделены еще в начале 40-х годов. С тех пор совершенствование стратиграфической схемы региона шло главным образом по пути уточнения возраста ранее выделенных свит на основании новых палеонтологических находок. При описании мезокайнозойских отложений Зайсанской впадины мы воспользовались обзорной работой В. С. Ерофеева [1969], привлекая более поздние материалы для уточнения возраста стратиграфических подразделений.

В основании кайнозойского разреза Зайсанского прогиба повсеместно залегает *верхнемеловая кора выветривания* (K_{el}). Она обнажена в виде небольших участков в пределах реликтов поверхности выравнивания и

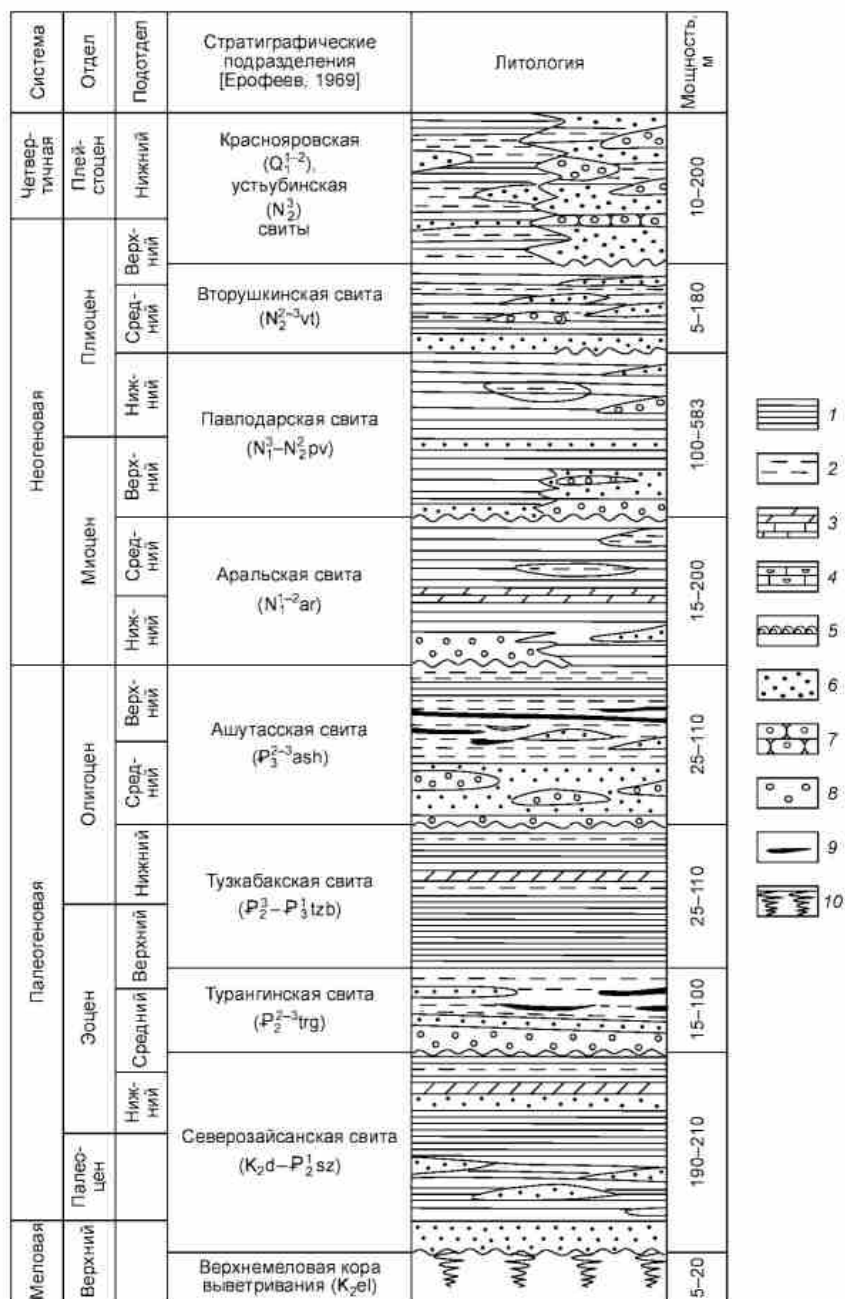


Рис. 21. Разрез позднемеловых и кайнозойских отложений Зайсанской впадины.

1 — глины; 2 — алевроиты; 3 — мергели и известняки; 4 — ракушечники; 5 — строматолитовые известняки; 6 — пески; 7 — галечники и конгломераты; 8 — валунники; 9 — бурые угли; 10 — коры выветривания.

вскрыта скважинами в самой впадине под толщей мезокайнозойских осадков. В наиболее полных разрезах мощность коры выветривания превышает 20 м. Ее химический состав сильно зависит от исходного состава пород, и на эффузивах среднего и основного состава в корях выветривания преобладают монтмориллонитовые глины. В целом по составу и строению позднемеловая кора выветривания близка к таковым современных тропических и субтропических областей. Возраст коры выветривания устанавливается довольно точно, поскольку она повсеместно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями датского яруса, а раннемеловые отложения, развитые в Кендерлыкской мульде, представлены грубообломочными осадками [Нехорошев, 1941; Клейман, 1960].

Северозайсанская свита ($K_2d-P_2^1 sz$). Пестроцветные отложения основания разреза Зайсанской впадины с нечетко выраженным размывом залегают на верхнемеловой коре выветривания [Лавров, Ерофеев, 1958]. Основная масса пород свиты представлена пестро-красными пятнистыми глинами, кремнистыми аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями и линзами кварцевых песков. Последние обычно слагают базальные слои. В подчиненном количестве присутствуют прослой и линзы песчаников и гравелитов с кремнисто-глинистым, кремнистым и железистым цементом темно-вишневого цвета. Характерные породы свиты имеют местное название «джюса» [Нехорошев, 1941].

Полные разрезы отложений свиты описаны в пределах горстово-антиклинальных поднятий, развитых вдоль разлома, разделяющего северо-восточную и центральную зоны впадины (Кара-Бирюк, Чакельмес и др.), и в зоне новейших деформаций вдоль южной границы, у подножия хребтов Манрак и Сайкан. На большей части впадины отложения свиты вскрыты скважинами. Мощность ее выдержана и составляет 190–210 м, несколько снижаясь в пределах антиклинальных поднятий. Отложения свиты известны за пределами Зайсанской впадины: в понижениях поверхности выравнивания на Южном Алтае, в Кендерлыкской мульде и в Семипалатинском Прииртышье.

В наиболее представительных разрезах северозайсанской свиты выделяются три пачки: нижняя, ярко окрашенная в красные и пестрые тона, интенсивно окремненная и ожелезненная; средняя, окрашенная в бледные красно-коричневые тона; верхняя, характеризующаяся чередованием зеленоцветных и красно-коричневых пород. В кварцевых песках основания северозайсанской свиты обнаружена скорлупа яиц позднемеловых динозавров [Бажанов, 1961]. Средняя часть и низы верхней части разреза свиты содержат отпечатки палеоценовой флоры, а в верхах разреза найдена раннеэоценовая флора [Ильинская, 1962, 1963; Романова, 1963]. В верхней части разреза обнаружены также остатки грызунов, датируемые концом раннего эоцена [Шевырева, 1996].

Турангинская свита ($P_2^{2-3} trg$). Эта свита с размывом залегает на северозайсанской свите, а в прибортовых частях впадины — непосредственно на палеозойском основании [Лавров, Ерофеев, 1958]. Основание разреза слагают базальные пески с линзами и прослоями гравелитов и галечников. В базальных песках встречаются окатыши подстилающих пестроцветных глин и аргиллитов. Основная часть разреза представлена алевролитами с линзами разнозер-

нистых песков и алевроитистых глин. В разрезе часто встречаются тонкие линзы и пропластки черных гумусированных глин и бурых углей (лигнитов). Глины имеют резко подчиненное значение и приурочены к верхней части разреза. Преобладающая окраска пород светло-серая, белая и желтовато-коричневая.

В северной части впадины отложения турангинской свиты обнажаются только на крыльях антиклинальных поднятий. Мощность их 15–30 м. За пределами поднятий мощность свиты резко возрастает и по буровым данным обычно несколько превышает 100 м. Вдоль южной границы впадины дислоцированные отложения свиты повсеместно обнажаются у подножия хребтов Манрак и Сайкан. Мощность отложений здесь 30–80 м. Глины и алевроиты свиты обычно насыщены тонкой вкрапленностью пирита, который местами обособляется в виде прожилков и пятен. Для песчаных разностей вкрапленность пирита не характерна, встречаются псевдоморфозы пирита по древесине, а также тонкие прослойки кварцевых песчаников, плотно сцементированных пиритом. Отложения турангинской свиты практически повсеместно содержат отпечатки эоценовой субтропической флоры [Ильинская, 1962].

За пределами Зайсанской впадины отложения турангинской свиты широко распространены на Южном Алтае, где представлены кварцевыми золотоносными галечниками и в Кендерлыкской мульде, где представлены песками, выполняющими прогиб вдоль южного склона хр. Сайкан. В Семипалатинском Прииртышье отложения свиты выполняют долинообразные депрессии и с размывом ложатся на пестроцветные отложения северозайсанской свиты [Ерофеев и др., 1966].

Тузкабакская свита (P_2^3 – P_3^1 tzb). Эта свита [Лавров, Ерофеев, 1958] связана с подстилающими отложениями турангинской свиты постепенным переходом. Состав ее отложений выдержан по простиранию и разрезу, в нем преобладают глины и алевроиты зеленовато-коричневого и зеленого цвета с прослоями буровато-коричневых и темно-серых алевроитистых глин, реже мергелей. В большом количестве встречаются конкреции железистых и железокальциевых карбонатов.

В северной части впадины отложения свиты обнажаются в цепочке горст-антиклинальных выступов вдоль правого берега Черного Иртыша (Чакельмес, Кара-Бирюк, Ашутас и др.). Общая мощность свиты в этих обнажениях около 30 м. В серии естественных обнажений вдоль южной границы впадины отложения свиты развиты повсеместно и представлены аналогичной зеленовато-коричневой алевроито-глинистой толщей с многочисленными конкрециями карбонатов. Мощность отложений здесь варьирует от 25–30 до 80–90 м. У подножия хр. Сайкан в разрезе свиты появляются частые прослои известковистых и железистых песчаников, мощность свиты здесь 30–50 м.

Отложения свиты вскрыты скважинами в центральной части впадины. Они представлены алевроитистыми глинами зеленых и бурых тонов с редкими прослоями алевроитов и мергелей и многочисленными включениями обломков раковин и костей рыб. Мощность отложений более 110 м [Василенко, Левченко, 1962]. Отложения тузкабакской свиты хорошо охарактеризованы фаунистически. В них широко распространены гиригониты харовых водорос-

лей [Кянсеп-Ромашкина, 1988]. В большинстве обнажений обнаружены костные остатки позвоночных. Все они свидетельствуют о позднеэоценовом–раннеолигоценовом возрасте вмещающих отложений [Бажанов, 1961; Габуния и др., 1990; Шевырева, 1994а, б].

Ашутасская свита (P_3^{2-3} ash). Эта свита впервые выделена М. Ф. Нейбург [1928], затем в несколько суженном объеме выделялась многими другими исследователями [Нехорошев, 1941; Василенко, 1956; Лавров, Ерофеев, 1958]. Ашутасская свита с размывом залегает на глинах нижнего олигоцена. Базальные горизонты ее сложены кварц-полевошпатовыми песками с линзами гравелитов и галечников. Основная часть разреза сложена алевроитами с линзами и прослоями разнотернистых кварц-полевошпатовых песков, зеленовато-серых алевроитистых глин, черных и коричневых углистых и гумусированных алевроитов и глин, бурых углей.

Стратотип свиты расположен на южном склоне возвышенности Ашутас, представляющей одно из звеньев в цепочке новейших горст-антиклиналей вдоль правого берега Черного Иртыша. Мощность отложений здесь около 30 м. Вдали от новейших поднятий мощность свиты по буровым материалам достигает 110 м. В южной части впадины полные разрезы ашутасской свиты обнажаются у подножий хребтов Манрак и Сайкан. Мощность ее отложений колеблется здесь от 25 до 80 м. В отложениях средней и верхней частей свиты в обнажениях возвышенности Ашутас расположено известное местонахождение средне-верхнеолигоценовой широколиственной флоры [Нейбург, 1928; Ильинская, 1957, 1962; Ржаникова, 1958, 1968].

За пределами Зайсанской впадины отложения ашутасской свиты известны только в левобережье Бухтармы [Нехорошев, 1958, 1959]. В отдельных обнажениях они прослеживаются более чем на 15 км и представлены алевроитово-песчаными фациями с многочисленными прослоями гравелитов, галечников, щебней с включениями глин и бурых углей. В отличие от озерных отложений, характерных для Зайсанской впадины, здесь преобладают аллювиальные и пролювиальные фации. Залегают эти породы непосредственно на палеозойском фундаменте. Мощность отложений превышает 30 м [Ерофеев, 1969].

Отложения неогена распространены в пределах южного обрамления Алтая очень широко. В Зайсанской впадине они составляют половину мощности кайнозойского разреза и подразделяются на три свиты — аральскую, павлодарскую и вторушинскую.

Аральская свита (N_1^{1-2} ar). Эти отложения вначале выделялись в качестве акжарской свиты [Лавров, Ерофеев, 1958; и др.]. Однако позднее была доказана ее тождественность с аральской свитой Казахстана и Западной Сибири. Аральская свита в пределах Зайсанской впадины согласно залегает на отложениях среднего–верхнего олигоцена и представлена монотонной толщей алевроитистых глин серо-зеленого цвета с редкими прослоями и линзами алевроитов, красно-бурых глин и мергелей. На отдельных участках в породах встречаются белые известковистые конкреции, друзы и кристаллы гипса.

Обнажения свиты тянутся практически сплошной полосой вдоль южной границы впадины. Мощность отложений составляет здесь от 30 до 90 м.

В юго-западной части Зайсанской впадины отложения с размывом ложатся на породы северозайсанской свиты. Мощность разреза аральской свиты здесь 35–40 м, а в основании залегают брекчии с обломками аргиллитов подстилающих пород. В северной части впадины обнажения свиты приурочены к горст-антиклиналям правобережья Черного Иртыша. В центральной части отложения вскрыты скважинами. Мощность их здесь возрастает до 150–200 м, а в разрезе появляются мощные прослои мергелей и тонкие прослойки гумусированных глин. В северной части впадины в разрезе значительную роль начинают играть пески и алевроиты, соответствующие прибрежно-дельтовой части палеобассейна.

Для отложений аральской свиты характерно обилие палеонтологических остатков. Большая их часть относится к обитателям пресноводных бассейнов. Здесь установлены моллюски, остракоды, рыбы, диатомовые и харовые водоросли. Отпечатки наземной флоры встречаются только в северной части впадины. Возраст свиты определяется на основании изучения остатков млекопитающих и пресмыкающихся раннемиоценового возраста. В горном обрамлении Зайсанской впадины отложения аральской свиты развиты очень ограниченно. Они встречаются в понижениях Казахского мелкосопочника и Калбы и широко развиты в Семипалатинском Прииртышье, где представлены известковыми зелеными глинами с друзами гипса мощностью 15–20 м. В них известны находки фауны ранне-среднемиоценового возраста [Ерофеев, 1969].

Павлодарская свита ($N_1^1 - N_2^2$ рv). Мощная толща красноцветных глин и песков, обнажающаяся в южной части Зайсанской впадины, первоначально выделена как калмакпайская свита ранне-среднеплиоценового возраста [Василенко, 1956, 1961]. Впоследствии в связи с новыми находками фауны, сформировались представления, что эти отложения являются аналогом отложений широко распространенной в Казахстане павлодарской свиты [Ерофеев, 1969]. Павлодарская свита с размывом залегает на аральской. Она представлена красно-бурыми и коричневатобурыми песчанистыми глинами с прослоями и линзами полимиктовых разнозернистых песков, реже галечников, алевроитов и зеленоцветных глин.

В основании свиты местами залегает пачка песков, галечников и зеленоцветных глин, выделяемых в качестве *сарыбулакских слоев* павлодарской свиты. Поскольку по простирацию они переходят в обычные для этой свиты отложения, выделять их в качестве самостоятельной свиты, как это делает ряд исследователей [Василенко, 1956, 1961; Борисов, 1963], неправомерно [Ерофеев, 1969]. Литология свиты достаточно выдержана. Для нее характерно при общем преобладании глин присутствие многочисленных прослоев и линз плохо окатанных песков, галечников и щебней делювиально-пролювиального генезиса. В южной части впадины мощность свиты составляет 250–300 м при мощности сарыбулакских слоев 10–30 м. В западном направлении мощность свиты снижается до 100–150 м.

В центральной части впадины скважинами пройдены отложения свиты мощностью до 585 м. Здесь она представлена преимущественно загипсованными глинами с прослоями алевроитов при резко подчиненном значении песков и галечников. В северной части впадины мощность отложений снижает-

ся до 100–120 м. Во многих местах в отложениях обнаружены остатки мелкопитающих позднемиоценового–раннеплиоценового возраста. В спорово-пыльцевых комплексах отложений преобладают представители травянистой флоры [Ржаникова, 1968].

Вторушкинская свита (N_2^{2-3} vt). Эти отложения вначале выделялись как карабулакская свита [Василенко, 1956; Борисов, 1963], название было сменено в связи с их возрастной и литологической тождественностью вторушкинской свите Рудного Алтая. В центральной части впадины они согласно залегают на отложениях павлодарской свиты, на периферии залегают с размывом [Ерофеев, 1969] и значительным угловым несогласием [Zykin, 1998]. Вторушкинская свита представлена коричневато-бурыми песчанистыми известковистыми глинами с многочисленными прослоями и линзами разнозернистых полимиктовых серовато-бурых песков, галечников и щебней, которые иногда плотно сцементированы известковистым материалом в песчаники, конгломераты и брекчии. Изредка встречаются линзы зеленых глин.

Отложения вторушкинской свиты обнажаются по южной периферии впадины сплошной полосой вдоль северных предгорий хребтов Сайкан и Манрак. Полный разрез свиты не встречается ни в одном из обнажений в связи с интенсивными проявлениями новейших движений. Суммарная мощность свиты здесь 150 м. В центральной части впадины отложения свиты мощностью около 180 м вскрыты скважинами. Нижние 2/3 части свиты представлены желто-бурыми известковистыми глинами и алевроитами, чередующимися с песками и галечниками, а верхняя часть имеет преимущественно глинистый состав [Василенко, Левченко 1962]. В северной части Зайсанской впадины отложения вторушкинской свиты не установлены.

В литологическом отношении наблюдается большая общность отложений вторушкинской свиты с нижележащей павлодарской. Основным критерием расчленения является палеонтологический. В обнажениях южной части впадины в отложениях верхней части свиты собрано большое количество остатков позвоночных. В пределах Южного Алтая расчленение красноцветной карбонатной толщи павлодарской и вторушкинской свит не представляется возможным. Нерасчлененные отложения этих свит известны во многих понижениях пенеплена горного обрамления северной части впадины. Неогеновые отложения представлены здесь красно-бурыми песчанистыми глинами и суглинками с многочисленными линзами плохо окатанных песков, галечников и щебней. Часто они содержат кварцевую гальку, переотложенную из подстилающих их во многих местах кварцевых галечников олигоцена. Мощность отложений от 5 до 20 м.

У основания южного склона Курчумского хребта отложения свит общей мощностью до 90 м были пройдены несколькими скважинами. В глинистых отложениях много линз русловых аллювиальных песчано-галечниковых золотоносных отложений. В Нарымской впадине также известны отложения красноцветной карбонатной формации неогена мощностью до 60 м. В районе Калбы и прилегающей к Зайсанской впадине части Казахского мелкосопочника данные отложения распространены достаточно широко в многочисленных депрессиях палеозойского основания [Кривцов, Кривцова, 1992].

В наиболее крупных впадинах буровыми работами установлено наличие обеих свит неогена суммарной мощностью до 170 м. В Лениногорской (Риддерской) впадине мощность кайнозойских отложений достигает 300 м, из которых более 100 м приходится на красноцветные отложения верхнего неогена, залегающие непосредственно на палеогеновой коре выветривания [Чумаков и др., 1963]. Отложения представлены красно-бурыми и коричневыми глинами с включениями галек и гравия, местами с друзами и кристаллами гипса. В отдельных местах в них найдены остатки плиоценовых млекопитающих [Ерофеев, 1969]. Сходный разрез имеют кайнозойские отложения в небольшой Майкапчагайской впадине у южного склона Курчумского хребта [Кривцов, 1991].

Четвертичные отложения достаточно широко распространены в пределах Зайсанской впадины и ее горного обрамления. В зависимости от генезиса они приурочены к разным формам рельефа и объединены в четыре большие группы: 1) ледниковую; 2) аллювиальную; 3) озерную; 4) склоновую. Осадки первых двух групп развиты по долинам рек и образуют несколько четких уровней террас, разделенных в горном обрамлении Зайсанской впадины врезами разной глубины. В самой впадине склоновые отложения проявлены слабо, ледниковые образования отсутствуют.

Анализ распространения и положения террас, сменяющих друг друга типов осадков и рельефа по продольным профилям долин в сопоставлении с региональными киинджирским и катонским оледенениями позволяет выделить четыре возрастных комплекса аккумулятивных поверхностей: 1) ледниково-флювиогляциально-озерный (киинджирский) — конец среднего плейстоцена; 2) ледниково-аллювиально-озерный (катонский) — начало позднего плейстоцена; 3) озерно-аллювиальный (последледниковый) — конец позднего плейстоцена; 4) аллювиальный — голоцен. Ступенчатое расположение и последовательное понижение комплексов от древних к молодым, а также смена ледниковых осадков аллювиальными указывают на тектонические поднятия в начале четвертичного периода и постепенное затухание амплитуд подвижек [Услугин и др., 1995].

В. С. Ерофеев [1969] выделяет следующие стратиграфические подразделения четвертичной системы в пределах Зайсанской впадины и ее горного обрамления (приводим с сохранением возрастных характеристик этого автора), которые в совокупности имеют мощность от 5 до 100 м:

устьубинская свита (N_2^3) в большинстве случаев согласно залегает на отложениях верхнего неогена и представлена красновато-бурыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами, гумусированными алевролитами с многочисленными линзами и прослоями галечников и песков;

красноярковская свита (Q_1^{1-2}) сложена грубообломочными сероцветными аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями — валунниками, галечниками, гравийниками и полимиктовыми разнотернистыми песками. По периферии Зайсанской впадины отложения свиты с резким размывом и угловым несогласием ложатся на более древние отложения кайнозоя;

порская свита ($Q_1^3 - Q_3^1$) в перигляциальных областях представлена лесовыми образованиями, а в гляциальной зоне — комплексом ледниковых и водно-ледниковых образований;

новошувьбинская свита (Q_3^2) сложена сероцветными аллювиальными и аллювиально-озерными осадками — гумусированными алевритами, песками, галечниками и торфяниками;

голоценовые отложения (Q_4) выполняют поймы рек и низкие террасы, представлены различными генетическими типами.

Отмечается, что широко распространенные в Северо-Восточном Казахстане конгломераты с плотным известковистым цементом, выделяемые ранее в качестве «верхнегобийских раннечетвертичных конгломератов» [Нехорошев, 1941, 1959; Селиверстов, 1960б; Василенко, 1961], представляют собой литологическую разность, характерную для всего разреза четвертичных отложений, и не имеют стратиграфического значения [Ерофеев и др., 1966].

4.3. Кайнозой Джунгарского бассейна

Основы стратиграфии кайнозоя Джунгарии заложил В. А. Обручев [1901, 1940], позднее территория изучалась советскими геологами-нефтяниками [Сидов, 1956]. Было установлено, что кайнозойская толща Джунгарии содержит стратиграфические подразделения, подобные выделенным в Зайсанской впадине, но превосходящие их по мощности в 5–10 раз и более [Василенко, 1961]. Мезокайнозойская толща Джунгарии хотя и содержит небольшие стратиграфические перерывы, но не имеет крупных несогласий (рис. 22). Западная часть Джунгарии, примыкающая к Зайсанской впадине, интересна тем, что на сегодня это единственное известное в пределах бассейна место, где наблюдается практически полный разрез палеогена.

Палеоцен-эоценовая свита honglishan, залегающая с разрывом на верхне-меловой свите alikhu, имеет мощность 75 м. Она представлена красными глинами с прослоями серо-зеленых глин и галечниками в основании разреза. Эоцен-олигоценовая свита wulungu залегаєт на свите honglishan местами согласно, а местами с разрывом. Ее отложения мощностью около 350 м представлены переслаивающимися серо-зелеными песчанистыми глинами и песчаниками с отдельными прослоями красных глин. В основании разреза залегаєт мощная пачка песчано-галечного состава. Эту свиту согласно перекрывают отложения, выделяемые в свиту susugan, олигоценового возраста. Они представлены переслаивающимися красными песчаниками и песчанистыми глинами. Мощность свиты от 5 до 50 м [Russel, Zhai, 1987]. Таким образом, в этой части впадины мы наблюдаем свидетельства тектонической активизации, выразившейся в появлении грубообломочных отложений в осадках на рубежах мел/палеоген и палеоцен/эоцен.

Третичные отложения залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на мезозойских и палеозойских осадках и наиболее полно обнажаются в зоне кайнозойских деформаций вдоль северных предгорий Тянь-Шаня. Они развиты под покровом четвертичных отложений на всей территории Джунгарской впадины. Третичные отложения расчленяются на шесть свит: красную и нижнюю зеленую (эоцен), коричневую (олигоцен), верхнюю зеленую (миоцен), палевою (миоцен–плиоцен) и конгломератовую (плиоцен–ранний плейстоцен).

Система	Отдел	Подотдел	Стратиграфические подразделения [Саидов, 1956; Russell, Zhai, 1987; The Quaternary..., 1991]				Литология	Мощность, м	
Четвертичная	Плейстоцен	Нижний	Xiyu ($N_2^3-Q_1^2$)					100–3000	
	Плиоцен	Верхний	Палеовая свита ($N_{1,2}$)					550–1800	
									Средний
		Нижний	Верхняя зеленая свита (N_1)					30–485	
	Палеогеновая	Оligocene	Верхний	Susugan (P_3)	Коричневая свита (P_3)		5–50		
								Средний	
Нижний			Wulungu (P_{2-3})	Нижняя зеленая свита (P_2^2)		350			
		Верхний					Красная свита (P_2^3)		16–700
Средний									
		Нижний	Honglishan ($P_{1,2}$)	Тугулукская свита ($K_2P_{1,2}$)		75			
Верхний							Alikhu (K_2)		200–1100
		Палеоцен							
Меловая									

Рис. 22. Разрез кайнозойских отложений Джунгарии.

Усл. обозн. см. на рис. 21.

Красная свита (P_2^2) первоначально отнесена к меловым отложениям [Саидов, 1956]. Однако позднее, после находок ископаемых остатков птиц, ее возраст вместе с вышележащей *нижней зеленой свитой* стал определяться как средний и поздний эоцен соответственно [Zhou et al., 1982]. Наиболее полно свита развита в долине р. Санджи, где она представлена темно-бурыми и кирпично-красными песчанистыми глинами с прослоями грубозернистых песчаников. В основании залегает горизонт грубозернистого косослоистого песчаника, переходящего в верхней части в мелкогалечный конгломерат.

К востоку от Санджи в разрезе свиты преобладают грубозернистые песчаники и конгломераты, переслаивающиеся с красно-бурыми песчанистыми глинами. К западу от Санджи свиту слагают кирпично-красные песчанистые глины с прослоями и линзами грубозернистых песчаников, с галькой и конгломератами. В верхней части разреза встречаются линзы розового известняка мощностью до одного метра. В долине р. Тасыркай свита представлена конгломератами, переслаивающимися с грубозернистыми песчаниками и глинами. К кровле также приурочено несколько прослоев розового известняка. Далее на запад в разрезе поочередно преобладают грубозернистые песчаники и песчанистые глины в сочетании с линзами галечников, прослоями карбонатных конкреций. Мощность свиты последовательно уменьшается с востока на запад с 550–700 до 16–80 м.

Нижняя зеленая свита (P_2^3) первоначально отнесена к олигоцену, впоследствии на основании новых палеонтологических находок был установлен ее позднеэоценовый возраст [Zhou et al., 1982]. Наиболее полно свита обнажена в долине р. Хоргос, где представлена зеленовато-серыми, темно-серыми и серыми слоистыми глинами с редкими тонкими прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. В средней части залегают четыре прослоя органических известняков мощностью до 0,5 м, почти целиком состоящих из раковин остракод. В основании встречаются линзы мелкогалечных конгломератов.

Данный тип разреза прослеживается вдоль всего подножия Тянь-Шаня, лишь в западной части впадины, в районе рек Куйтук и Джергалты нижняя часть свиты сложена зеленовато- и голубовато-серыми глинами с тонкими прослоями серых песчаников, а верхняя — желто-зелеными, табачными глинами с прослоями ракушечников. В глинах и песчаниках часто и в изобилии встречаются обломки панцирей речных черепах, раковины пресноводных моллюсков, остракоды, зубы, позвонки и чешуя костистых рыб, обломки челюстей и зубы крокодилов. Мощность свиты последовательно увеличивается с востока на запад с 180–200 до 350–500 м.

Коричневая свита (P_3) ранее относилась к неогену, поскольку рассматривалась как нижняя часть серии changi, для которой ошибочно предполагался только неогеновый возраст [Zhou et al., 1982]. В долине р. Хоргос (40 км южнее г. Янцыхай) свита представлена в нижней части темно-коричневыми и бордовыми песчанистыми глинами с редкими прослоями желтовато-серых грубозернистых песчаников. В средней части разреза присутствуют прослои грубогалечных песчаников и мелкогалечных конгломератов мощностью до 3–6 м. В верхней части чередуются коричневые и зеленовато-серые глины с прослоями грубозернистых песчаников.

В районе г. Тушандзы в этой части разреза присутствуют сажистые тонко-слоистые глины с массой растительных остатков. Мощность свиты уменьшается с 650–750 м на периферии впадины до 70–80 м в предгорьях. В целом по всей впадине отложения свиты характеризуются однообразными коричневыми и красно-коричневыми песчанистыми глинами с прослоями грубозернистых песчаников. В них присутствуют раковины пресноводных моллюсков и остракоды. Мощность отложений обычно колеблется в пределах 125–400 м.

Верхняя зеленая свита (N_1) широко обнажается в южной части Джунгарской впадины между реками Санджи и Куйтук. В долине р. Хоргос и в районе г. Тушандзы отложения свиты представлены зеленовато-серыми слоистыми глинами с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. К верхней части разреза приурочено несколько прослоев темно-серых углистых глин и светло-серых мергелей. Местами в средней части встречен тонкий (до 0,2 м) прослой органогенного известняка, состоящего из раковин остракод. На отдельных участках разреза значительны красноцветные песчанистые глины и прослой грубозернистых песчаников. Здесь найдены крупные кости мастодонта. Мощность отложений составляет 36–83 м, а в зоне Манасской гряды достигает 280–485 м. К югу от гряды, в долине р. Санджи отложения свиты представлены чередованием зеленовато-серых и красно-коричневых песчанистых глин. Изредка встречаются прослой табачно-желтых глин и зеленовато-серых мергелей. Мощность свиты здесь 30–40 м. В отложениях свиты обнаружены относительно немногочисленные пресноводные моллюски и остракоды.

Палевая свита ($N_{1,2}$) широко развита по всей Джунгарской впадине. Наиболее полно она обнажается в районе г. Тушандзы. Нижняя часть свиты представлена коричневатобурыми и красновато-коричневыми песчанистыми глинами с прослоями серых грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов в ее верхах. В средней части чередуются буровато-коричневые, табачно-желтые и зеленовато-серые песчанистые глины с прослоями серых песчаников и остракодовых известняков. Верхняя часть сложена светло-коричневыми и палевыми песчанистыми глинами с прослоями красно-коричневых глин и грубозернистых песчаников. Севернее Манасской гряды мощность отложений 1600–1800 м, в зоне гряды 1300 м, а южнее — 550 м. К востоку от г. Урумчи, в районе городов Фукан и Сантай мощность свиты составляет 650–1200 м. В ее отложениях распространены остатки моллюсков и остракод, отпечатки листьев деревьев и трав.

Четвертичные отложения широко распространены в пределах Джунгарской впадины. На юго-востоке ее центральной части расположен крупный массив эоловых песков. Источником перевеваемого материала служат аллювиальные и озерные осадки. Северо-западную часть впадины занимают озерные равнины с остаточными озерными бассейнами, окруженные пролювиальными наклонными равнинами, которые образуют переход к горным сооружениям Алтая и Тянь-Шаня. Мощность четвертичных аллювиально-пролювиальных осадков у подножия Китайского Тянь-Шаня вместе с верхнеплиоценовым пролювием превышает 3000 м. В пределах горных сооружений и в приграничных частях впадины (особенно вдоль южной границы) развиты ледниковые и

водно-ледниковые отложения. В горах развиты преимущественно ледниковые и водно-ледниковые осадки [The Quaternary..., 1991].

Основание разреза четвертичных отложений образуют *нижняя подсвита* ($N_2-Q_1^1$) и *верхняя подсвита* (Q_1^2) свиты *xiu*, ранее описываемой как конгломератовая [Саидов, 1956]. Они распространены преимущественно у подножий горных сооружений. Их отложения представлены серыми и серовато-желтыми плохо сцементированными гравийниками с редкими прослоями песков и глин, а мощность достигает иногда 3000 м и быстро уменьшается по мере удаления от гор. Отложения залегают с несогласием на нижележащих породах и представляют собой предгорные пролювиальные осадки. В центральной части впадины они замещаются аллювиально-озерными фациями. Эти фации представлены желтыми, светло-коричневыми, серо-зелеными и зеленовато-желтыми глинами, супесями, илами, а также мелко-, средне- и грубозернистыми песками, увеличивающимися вниз по разрезу. Кровля озерных фаций залегает обычно на глубине 150–320 м, а их мощность составляет 100–200 (до 500) м.

В ледниковых областях китайские исследователи выделяют *раннеплейстоценовый моренный горизонт* (Q_1) [The Quaternary..., 1991]. Его отложения обнаружены в горах Алтая, Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. На Алтае они обнажаются в долине Цаган-Гол и представлены красными валунными глинами мощностью 1–20 м. На наш взгляд, это определенно не моренные отложения, а, вероятнее всего, поздненеогеновые или раннечетвертичные селевые осадки.

Свита wusi (Q_2) развита в долинах на границе с впадиной, обнажаясь по ее периферии. Ее отложения образуют наклонные предгорные равнины и речные террасы выше четвертой. Литологически они представлены коричневатожелтыми галечниками, переслаивающимися с оранжево-желтыми супесями и суглинками в нижней части разреза и серыми галечниками — в верхней. Общая мощность отложений в предгорьях 20–50 м. В пределах бассейна они замещаются мелкообломочными фациями, кровля которых залегает на глубине около 100 м. Здесь свита сложена песками, галечниками, илами, мелкими песками и суглинками преимущественно аллювиального и частично озерного происхождения. Мощность ее достигает 150 м.

Отложения *среднеплейстоценового моренного горизонта* (Q_2) обнаружены на южном склоне Алтая в районе пос. Ком и в верхнем течении р. Бурчун (впадина Ком). Моренные отложения состоят из валунов и суглинков, образующих боковые валы и конечные гряды общей мощностью 80–100 м.

Верхнеплейстоценовые отложения рассматриваемой территории включают свиту синьцзян (*xinjiang*) (Q_3), лессовые отложения (Q_3) и верхнеплейстоценовые моренные горизонты (Q_3).

Свита синьцзян (*xinjiang*) (Q_3) распространена преимущественно по периферии Джунгарской впадины, ее осадки формируют широкие предгорные шлейфы и отдельные конусы выноса. Они состоят из гравийников с подчиненным значением песков и глин пролювиального и аллювиально-пролювиального происхождения. Мощность отложений в предгорьях от 10 до 200 м и более. В пределах впадины отложения залегают на глубине 4–60 м. Они

представлены в основном аллювиальными желтовато-серыми галечниками, песками и супесями, имеются отдельные линзы озерных осадков, состоящие из илов, глин и мелких песков. Общая мощность отложений 20–70 м.

Лессовые отложения (Q_3) перекрывают пролювиальные шлейфы и аллювиальные террасы у северных и южных подножий Тянь-Шаня. Их мощность составляет 20–50 м. Выделяются два верхнеплейстоценовых моренных горизонта (Q_3). Морена daqinghe (Q_3^1) в верхнем течении Иртыша и Daqing(?) формирует три конечноморенных вала и состоит из валунных глин и валуников мощностью 20–30 м. Межстадиальные отложения представлены флювиогляциальными песками и галечниками. Морена kalasi (Q_3^2), отложения которой распространены главным образом в горах Gameir(?) Алтая, сложена угловатыми глыбами и валунами, формирующими ледниковые гряды, имеет мощность до 30 м.

Голоценовые отложения (Q_4) широко представлены по всей Джунгарской впадине и ее горному обрамлению. Современные ледники в своем окончании формируют моренные валы мощностью 20–50 м. В Джунгарском бассейне локально развиты маломощные пролювиальные, аллювиальные и озерные образования. *Золотые отложения* формируют песчаную пустыню в его центральной части. Высота барханов местами достигает здесь 100 м.

В ходе роста и надвигания на Джунгарскую впадину горных сооружений Алтая и Тянь-Шаня кайнозойские отложения вдоль фронтальных частей надвигов были сильно деформированы. Особенно интенсивно этот процесс происходил вдоль южной границы впадины. На южной окраине Джунгарского бассейна, в ее западной части, выявлены два крупных гравитационно смещающихся блока.

Первый — сползающий с северных предгорий Тянь-Шаня по слабо уплотненным палеогеновым аргиллитам крупный блок третичных пород Хомату длиной 140 км, шириной 28 км, толщиной 3,5 км. Площадь его 2,74 тыс. км², объем 9,45 тыс. км³. Наблюдаемые в породах массива аномалии пластовых давлений флюидов, включая углеводороды, связываются с их отжатием из уплотняемых пород при затрудненности оттока. Путь скольжения массива уже достиг 15 км по поверхности с уклоном 5–6°.

Второй блок — сложенная мезозойскими породами флексура гравитационного скольжения Тосытай, также расположенная на севере Тянь-Шаня, южнее Усу. Ее длина 30 км, ширина 10 км, толщина 2 км, площадь 260 км², а объем 540 км³. Скольжение под углом до 8° осуществляется по верхнетриасовым породам и слабо уплотненным юрским аргиллитам. В этом массиве также отмечены зоны сверхнормальных пластовых давлений, сформировавшихся в связи со снятием нагрузки в ходе размыва верхней части разреза пород в позднюю стадию тектогенеза и задержкой разрушки порового давления при аргиллитизации глин [Kuang Jun, 1990].

Менее интенсивные складчатые и надвиговые дислокации кайнозойских осадков по северо-восточной и южной периферии Джунгарской впадины отмечаются повсеместно.

4.4. Верхнемеловые и кайнозойские осадки впадин Западной Монголии

Отложения верхнего мела и нижнего-среднего палеогена не характерны для непосредственного обрамления Монгольского и Гобийского Алтая. Однако



Рис. 23. Схема расположения опорных разрезов палеогена и неогена в Западной Монголии (по [Девяткин, 1970]).

1 — горные сооружения, 2 — межгорные впадины. Точками на схеме отмечены опорные разрезы: 1 — Бэгэр-1; 2 — Бэгэр-2; 3 — Бэгэр-3; 4 — Бон-Цаган-Нур; 5 — Тацаин-Гол; 6 — Туин-Гол; 7 — Лу-Усу-Худук (Лоо); 8 — Хунг-Курэ; 9 — Халун; 10 — Шаргын-Гоби; 11 — Шаргын-Гоби (западный); 12 — Алтан-Тэли; 13 — Ошин-Боро-Удзюр-Ула (Ошин)-1; 14 — Ошин-Боро-Удзюр-Ула (Ошин)-2; 15 — Намирин-Гол; 16 — Хиргис-Нур-1; 17 — Хиргис-Нур-2; 18 — Чоно-Хариах; 19 — Холу; 20 — Хатон-Хайран-Ула; 21 — Хох-Усу-Худук; 22 — Алаг-Нур северный; 23 — Алаг-Нур южный.

Рис. 24. Схема корреляции опорных разрезов кайнозойских отложений Западной Монголии (по [Девяткин, 1970]).

1 — галечники с валунами; 2 — мелкие галечники и гравийники; 3 — пески; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — щебни; 7 — алевроиты песчанистые; 8 — алевроиты глинистые; 9 — глины; 10 — мергели; 11—13 — места сбора ископаемых остатков: 11 — крупных млекопитающих (а) и грызунов (б), 12 — моллюсков (а) и рыб (б), 13 — остракод (а) и хар (б).

они встречаются к югу от Гобийского Алтая в отдельных депрессиях Заалтайской Гоби и дают представления о характере процессов седиментации в этом районе в то время, когда лежащие к северу территории были объектами денудации. В пределах Ингэниховурской впадины выходят на поверхность породы *нэмэгтской свиты* позднего мела, представленные красно-бурыми песчаниками, переслаивающимися с линзами и прослоями глин красного и серого цвета, мощностью более 20 м. Фаунистические находки указывают на озерно-аллювиальный генезис отложений и их маастрихтский возраст [Шувалов и др., 1974].

Выше со слабовыраженным размывом залегают осадки *свиты дзун-мод* мощностью 20 м. Они представлены прослоем окатышей меловых глин в основании, выше которого залегают серые тонкозернистые песчаники и красно-бурые, зеленые и серые глины. Далее, вверх по разрезу, залегает *свита наранбулак*. Ее отложения представлены прослоями красных глин, светло-серыми грубозернистыми песками и алевроитами. Мощность свиты около 30 м. На основании ряда палеонтологических находок обе эти свиты датируются палеоценом [Девяткин, 1981]. Выше с размывом залегают эоценовые осадки *свиты хайчин*, которые представляют собой переслаивание светло-серых и зеленоватых глин, песчаников и гравелитов общей мощностью до 50 м [Шувалов и др., 1974].

По другую сторону Гобийского Алтая, в пределах Долины Озер, на отдельных участках также встречаются отложения эоцена озерно-аллювиального генезиса. Они залегают непосредственно на палеозое в основании разреза олигоценовых отложений и представлены переслаивающимися буроватыми, серыми и зеленоватыми алевроитами, песками, галечниками и глинами. Мощность разреза около 40 м [Девяткин, 1981].

Олигоценовые и более молодые отложения кайнозоя имеют широкое распространение в депрессиях вокруг горных сооружений Алтая. Монография Е.В. Девяткина [1981] дает достаточно полное представление о стратиграфии кайнозойских отложений в системе прогибов, разделяющих Монгольский и Гобийский Алтай и Хангай (рис. 23–25).

Основание кайнозойского разреза котловины Больших Озер выполнено отложениями *свиты хан-тайшири* (P_3^{1-2}), датированными нижним–средним олигоценом [Девяткин, Лискун, 1967; Девяткин, 1970]. В системе впадин Предалтайского прогиба мощность свиты в прибортовых частях составляет 50–70 м, а в центральных увеличивается до 120–150 м. В Заалтайской Гоби и Барун-Хурайской впадине отложения прослеживаются вдоль подножия горных сооружений Алтая. Они залегают, как правило, на выветрелых отложениях палеозоя, реже юры и мела. В кровле свиты также развита мощная (до 20 м) кора выветривания. Свита представлена переслаиванием белых кварцевых песков с линзами галечников и гравийников с прослоями розоватых и зеленоватых песчаных глин и алевроитов.

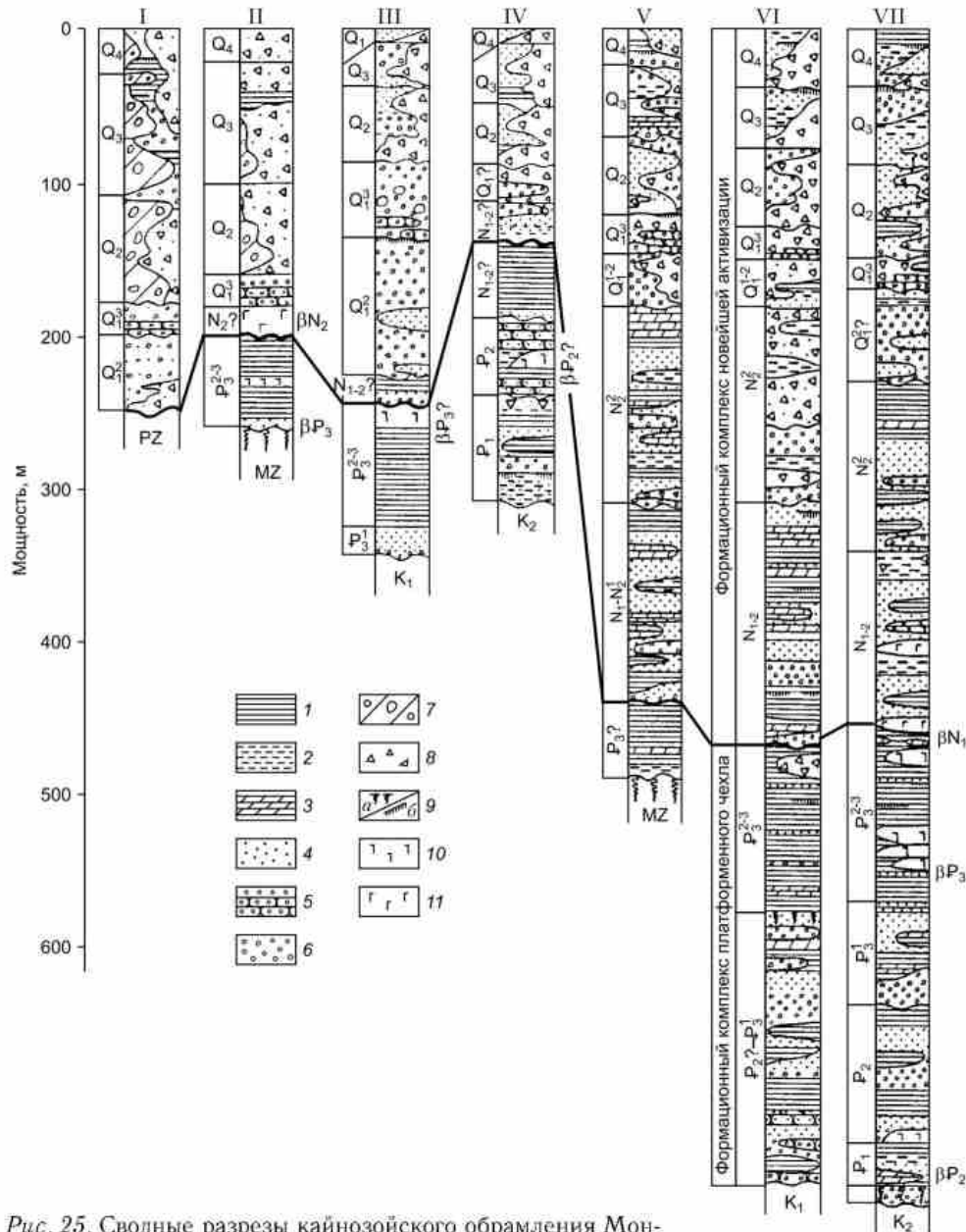


Рис. 25. Сводные разрезы кайнозойского обрамления Монгольского и Гобийского Алтая (по [Девяткин, 1981]).

1 — глины; 2 — алевриты; 3 — мергели; 4 — пески; 5 — галечники и конгломераты; 6 — валунники; 7 — ледниковые отложения; 8 — пролювиальные отложения; 9 — коры выветривания (а), ископаемые почвы (б); 10 — палеогеновые базальты; 11 — неогеновые базальты.

I — Монгольский Алтай; II — Гобийский Алтай; III — Барун-Хурайская впадина; IV — Заалтайская Гоби; V — Котловина Больших Озер; VI — Предалтайские впадины; VII — Долина Озер.

Средне-верхнеолигоценовые отложения, выделяемые в Котловине Больших Озер и Предалтайском прогибе как *свита бэгэр* (P_3^{2-3}) [Девяткин, Лискун, 1967], а в Долине Озер и Заалтайской Гоби как *свита шанд-гол* [Дашзэвэг, 1970], венчают разрез палеогена и представлены относительно маломощной (30–40, редко до 100 м) толщей осадков. Красноцветный характер и однотипный состав на всей территории (глины, алевроиты, пески, реже песчаники и гравелиты) наряду с богатой палеонтологической охарактеризованностью делают их хорошим маркирующим горизонтом [Девяткин, 1981]. В генетическом отношении это делювиально-пролювиальные образования с горизонтами ископаемых почв. Они залегают в прибортовых частях впадин и в понижениях поверхности выравнивания.

По мере удаления от горных сооружений отложения свит становятся тоньше, и в них начинают преобладать сильно карбонатные песчаные глины и алевроиты. В южных районах отложения часто загипсованы, появляются мелководно-озерные фации, но красноцветность сохраняется повсеместно. В разрезах свиты шанд-гол в пределах Долины Озер, где ее мощность составляет 80–100 м, встречаются прослои базальтов. Поверхность покровов базальтов сильно выветрелая. Имеется ряд абсолютных датировок (по K-Ar). Базальты из нижней части свиты имеют по одним определениям $31 \pm 0,2$ млн лет [Mellet, 1968], по другим — 32 ± 2 млн лет [Девяткин, 1981].

В последние годы из базальтов свиты шанд-гол получено более 30 абсолютных датировок. Они формируют два геохронологических уровня нижнего олигоцена (32 и 28 млн лет) и являются опорными для расчленения олигоцена. Биостратиграфические уровни, переслаивающиеся с базальтовыми горизонтами, позволяют выделить фаунистические зоны, сопоставляемые с китайской и европейской стратиграфическими схемами. Свиты бэгэр и шанд-гол рассматриваются сейчас Е.В. Девяткиным (устное сообщение) как литолого-стратиграфические аналоги в пределах нижнего–верхнего олигоцена.

Во впадинах Предалтайского прогиба, где средне-верхнеолигоценовые отложения выделяются в свиту бэгэр, они имеют мощность 60–80 м, в восточной ее части в их разрезе встречаются прослои базальтов. В Котловине Больших Озер мощность свиты бэгэр составляет 50–60 м, а в Заалтайской Гоби — 20–30 м. Озерные фации встречаются в основном только в пределах Предалтайского прогиба [Девяткин, 1981].

Неогеновые отложения широко распространены во всех примыкающих к Алтаю крупных впадинах Западной Монголии: Предалтайских, Котловине Больших Озер и Долине Озер. В крупных впадинах неоген представлен озерно-аллювиальными песчано-глинистыми осадками с прослоями мергелей и известняков, в горных сооружениях — пролювиально-аллювиальными галечниками и грубыми песками. В окраске миоценовых отложений преобладают зеленоватые тона, а плиоценовых — буровато-серые и бурые. Общая мощность отложений достигает 200–300 м. Отложения неогена достаточно хорошо изучены [Девяткин, Лискун, 1967; Девяткин, 1970, 1981; Девяткин, Жегалло, 1974; Бадамгарав и др., 1975].

В Долине Озер осадки нижнего–среднего миоцена были выделены в свиту **лоо**, представленную зелеными глинами и песками мощностью 25–30 м [Berkey, Morris, 1927]. Они повсеместно залегают с размывом на красноцветных глинах олигоцена. С приближением к краю прогиба в разрезе увеличивается количество песчано-галечного материала, и отложения имеют преимущественно аллювиальный генезис. В центральных частях впадины буровыми скважинами вскрываются озерные осадки раннего–среднего миоцена, представленные зелеными глинами и алевроитами с подчиненным значением прослоев песков и гравийников и редкими прослоями голубовато-серых мергелей и известняков.

Мощность отложений свиты здесь увеличивается до 80–100 м, и они связаны постепенным переходом с залегающими выше породами плиоцена [Девяткин, 1981]. В разрезе миоценовых отложений Долины Озер имеется покров базальтов, перекрывающих разрез миоценовых отложений. Для него были сделаны две датировки — 17 ± 2 млн лет [Габуния и др., 1975] и $18,9 \pm 0,8$ млн лет [Девяткин, Смелов, 1979].

Во впадинах Предалтайского прогиба и в Котловине Больших Озер миоценовые отложения выделены в свиту ошин ($N_{1,2}$) [Девяткин, Лискун, 1967; Девяткин, 1970]. При более поздних палеонтологических исследованиях она была разделена на две подсвиты, отличающиеся по возрасту [Девяткин, Жегалло, 1974].

Нижняя подсвита свиты ошин сопоставляется со свитой **лоо** (или ее верхами) [Девяткин, 1981]. Ее отложения широко развиты в зоне Предалтайского прогиба, где с несогласием залегают на олигоценовых, юрских и палеозойских образованиях. В прибортовой части прогиба в основании разреза подсвиты залегает пачка грубых песчаников. Основную часть разреза составляют пески светло-серого и желтоватого цвета с прослоями и линзами зеленовато-серых и светло-бурых глин. Венчает разрез пачка светло-серых и беловатых гравелистых косослоистых песков. Мощность отложений в прибортовых частях впадин 50–60 м. В осевой части Предалтайского прогиба отложения миоцена вскрыты скважинами. Здесь они представлены исключительно озерными фациями — зеленоцветными глинами, мергелями, алевроитами с прослоями известняков. Для этого типа разреза характерно наличие прослоев обогащенных органическим веществом, окрашивающим их в черные тона. Общая мощность миоценовых отложений составляет здесь 100–150 м.

Верхняя подсвита свиты ошин обнажается во многих местах в Котловине Больших Озер. Она представлена желтыми косослоистыми песками с прослоями зеленовато-серых мергелистых глин. Встречаются прослои песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов. В верхней части присутствуют почвенные горизонты. Буровые данные показывают замещение в прибортовых частях впадин озерных фаций субаэральными, представленными красноцветными глинами с прослоями песков, щебней, галечников. Аналогичные фациальные замещения характерны и для вышележащей плиоценовой толщи, поэтому расчленение субаэральной части разреза, особенно по буровым данным,

связано со значительными затруднениями [Девяткин, 1981]. Общая мощность кайнозойских осадков в Котловине Больших Озер составляет от 500 до 900 м. Значительная часть этой мощности образована миоценовыми осадками.

Стратиграфия миоценовых отложений южного склона Гобийского и Монгольского Алтая разработана слабо из-за субаэрального типа осадков и недостаточного количества палеонтологического материала. В отдельных впадинах Заалтайской Гоби встречаются несогласно залегающие на красноцветных олигоценых отложениях предположительно миоценовые отложения мощностью около 50 м. Они представлены базальным горизонтом гравийников и желтовато-бурыми песчанистыми глинами с прослоями и линзами щебнистых песков, роль которых возрастает вверх по разрезу. В верхних частях глинистых прослоев развиты ископаемые почвенные горизонты. В Барун-Хурайской впадине отложения свиты ошин представлены толщей светло-желтых песков и мелких гравийников с прослоями бурых и зеленоватых глин и алевроитов общей мощностью 100–120 м. Отдельные разрезы миоценовых осадков встречаются по всему южному склону Алтая и характеризуются преобладанием аллювиально-пролювиальных фаций и мощностью 25–30 м. Они представлены гравийно-галечными и песчаными отложениями, залегающими с разрывом на красноцветах олигоцена.

Плиоценовые отложения широко распространены в системе впадин вдоль северо-восточной границы Монгольского и Гобийского Алтая и фрагментарно — в гобийских районах вдоль его южной границы. Две основные фациальные разновидности плиоцена выделены в качестве отдельных свит. В периферических частях впадин и в горных районах они представлены субаэральными буроватыми пролювиально-аллювиальными песчано-галечными осадками, выделяемыми в свиту **алтан-тэли** (N_2^{2-3}). К центральным частям впадин субаэральные отложения замещаются субаквальными — озерными и озерно-аллювиальными — зеленоватыми глинами, песками, гравийниками, мергелями. Они выделены в свиту **хиргис-нур** (N_2^{2-3}).

Мощность отложений свиты алтан-тэли сильно изменчива и составляет от 30–40 до 100–150 м. Отложения свиты хиргис-нур достигают мощности 150–200 м [Девяткин, 1970, 1981]. Плиоценовые отложения повсеместно залегают с разрывом на миоценовых отложениях свиты ошин. Озерный тип разреза распадается на две пачки. Пачка А соответствует трансгрессивной фазе осадконакопления во впадинах, в ее строении существенную роль играют аллювиальные косослоистые пески, галечники и гравийники. Пачка Б отвечает максимуму плиоценовой озерной трансгрессии и сложена преимущественно глинами с прослоями мергелей.

Сформированные в период с позднего плиоцена по ранний плейстоцен в терминах международной стратиграфической шкалы, рекомендованной МГК, или зоплейстоценовые в понимании Е. В. Девяткина и других геологов ГИН РАН, отложения выделены в свиту **туин-гол** ($N_2^1-Q_1$) [Девяткин, 1970]. Они с разрывом залегают на песчано-глинистых породах свит алтан-тэли и хиргис-нур нижнего-среднего плиоцена и несогласно перекрываются среднелей-

стоценовыми (раннеплейстоценовыми по [Девяткин, 1970, 1981]) грубыми галечниками свиты **гошу** (Q_1^3). Отложения свиты туин-гол сформированы в условиях расчлененного рельефа и распространены повсеместно не только в краевых впадинах, но и в пределах речных долин Алтая.

Выделяются два основных генетических типа отложений. Аллювиальные образуют высокие цокольные террасы, особенно типичные для мест выхода долин из гор во впадины. Осадочный чехол этих террас сложен буроватыми крупными галечниками с линзами и прослоями валунов и песков. Проллювиальные отложения образуют второй тип. Они представлены буроватыми песчано-глинистыми и щебнисто-мелкогалечными образованиями, слагающими предгорные шлейфы и конусы выноса. В них часто встречаются горизонты и линзы плотно сцементированных конгломератов и песчаников («верхнегобийские» конгломераты). Мощность свиты достаточно невелика и составляет обычно от 3–5 м вдали от гор до 25–30 м.

Средне-верхнеплейстоценовые (плейстоценовые по [Девяткин, 1970]) отложения Монгольского и Гобийского Алтая формировались в отличие от более древних не только в условиях расчлененного рельефа, но и на фоне резких климатических колебаний. В пределах Западной Монголии выделяются три типа средне-верхнеплейстоценового осадконакопления: области ледникового седиментогенеза (высокие хребты Монгольского Алтая), области проллювиального осадконакопления (средне- и низкогорные хребты Монгольского Алтая и Гобийский Алтай) и области формирования озерно-аллювиальных осадков (Предалтайский прогиб, Долина Озер и Котловина Больших Озер).

Древнее оледенение Монгольского Алтая развивалось по типу долинного и карового, лишь местами существовали небольшие ледники подножий. Многие горные сооружения, по-видимому, испытали «пассивное» оледенение в виде фирновых полей и маломощных ледовых покровов на плоских вершинах, не нашедшее непосредственного отражения в формах рельефа и осадках (выражена лишь водно-ледниковая фация осадков). Вопрос о количестве оледенений Монгольского Алтая решается неоднозначно. Основным критерием разделения морен по возрасту является разный характер их микрорельефа, на что указывали исследователи еще в начале века [Сапожников, 1911]. По этим критериям во впадине Хара-Борэг (Верхнекобинской) и в восточных предгорьях хр. Чихачева выделены две разновозрастные генерации морен [Девяткин, Мурзаева, 1979].

Области проллювиального осадконакопления широко развиты в Гобийском и Монгольском Алтае. В предгорных районах проллювиальные отложения образуют у подножий тектогенных склонов системы разновозрастных конусов выноса, вложенных друг в друга. От наиболее древних конусов сохранились только краевые части, занимающие наиболее высокое гипсометрическое положение, сложенные ниже-среднеплиоценовыми отложениями свиты алтан-тэли. В них вложены конусы, образованные проллювиальными осадками свиты туин-гол. Проллювиальные отложения среднего и верхнего плейстоцена, образующие наиболее молодую возрастную генерацию вложен-

ных конусов, отличаются резко повышенной грубостью слагающего их материала. Основание разреза каждого конуса сложено косослоистыми пачками грубых валуников среднеокатанных с глинистым цементом. В них встречаются линзы мелких галечников и гравия, подчеркивающие общую наклонную слоистость толщи. Мощность нижней пачки достигает 20–30 м.

Отмечается прямая приуроченность особо грубого пролювия к подножиям горных сооружений, испытавших древнее оледенение. Здесь в базальных слоях нередко глыбы размером до 1,5–3,0 м. Для такого типа пролювия, включающего также и аллювиальные, флювиогляциальные и селевые образования, был предложен термин «плювиальный пролювий» [Девяткин, 1970]. Верхняя часть разреза сложена менее грубыми осадками меньшей окатанности, падает содержание глины в цементе, увеличивается его карбонатность. Отдельные прослои плотно сцементированы («верхнегобийские конгломераты»). Песчано-алевритовый материал встречается в тонких прослоях. Мощность верхней пачки составляет 10–20 м. По своему литологическому составу она близка к голоценовому пролювию предгорий. Повышенная карбонатность, а на южных склонах Монгольского и Гобийского Алтая и гипсоносность цементирующего мелкозема говорят о достаточно сухих и теплых условиях седиментации этого типа пролювия, для которого предложено название «аридный» [Девяткин, 1970].

Таким образом, стратиграфическое расчленение пролювиальных отложений предгорий основано на выделении в них климатогенных циклов. Другой вариант осадконакопления характерен для окраин впадин. Здесь происходит захоронение древних осадков. По данным бурения, во впадинах Предалтайского прогиба общая мощность средне-верхнеплейстоценового сероцветного пролювия, залегающего на буроцветном пролювии свиты туин-гол, достигает 100–150 м. В пределах толщи прослеживается три-четыре грубообломочных горизонта мощностью до 20–30 м. Эти горизонты рассматриваются как продолжения во впадины «плювиального пролювия», формирование которого связано с процессами оледенения горных районов [Девяткин, 1981].

На территории замкнутых бессточных впадин Предалтайского прогиба, Котловины Больших Озер и Долины Озер в плейстоцене в связи с резкими климатическими колебаниями неоднократно формировались крупные озерные бассейны. Результаты исследования озерных форм рельефа и отложений в пределах Котловины Больших Озер установили не менее пяти значительных трансгрессий на протяжении среднего и верхнего плейстоцена, максимальная из которых приходится на средний плейстоцен (рис. 26) [Девяткин, 1981]. Следует отметить большую сложность корреляции разрезов разных обстановок четвертичного осадконакопления. Как правило, эти сопоставления носят предположительный характер и нуждаются в дополнительном подтверждении абсолютными датировками и прослеживанием переходов между разными фациальными типами отложений.

Судя по отсутствию на большей части территории Западной Монголии позднемезозойских грубообломочных отложений, к этому времени здесь уже были уничтожены горные сооружения раннемезозойской эпохи орогенеза.

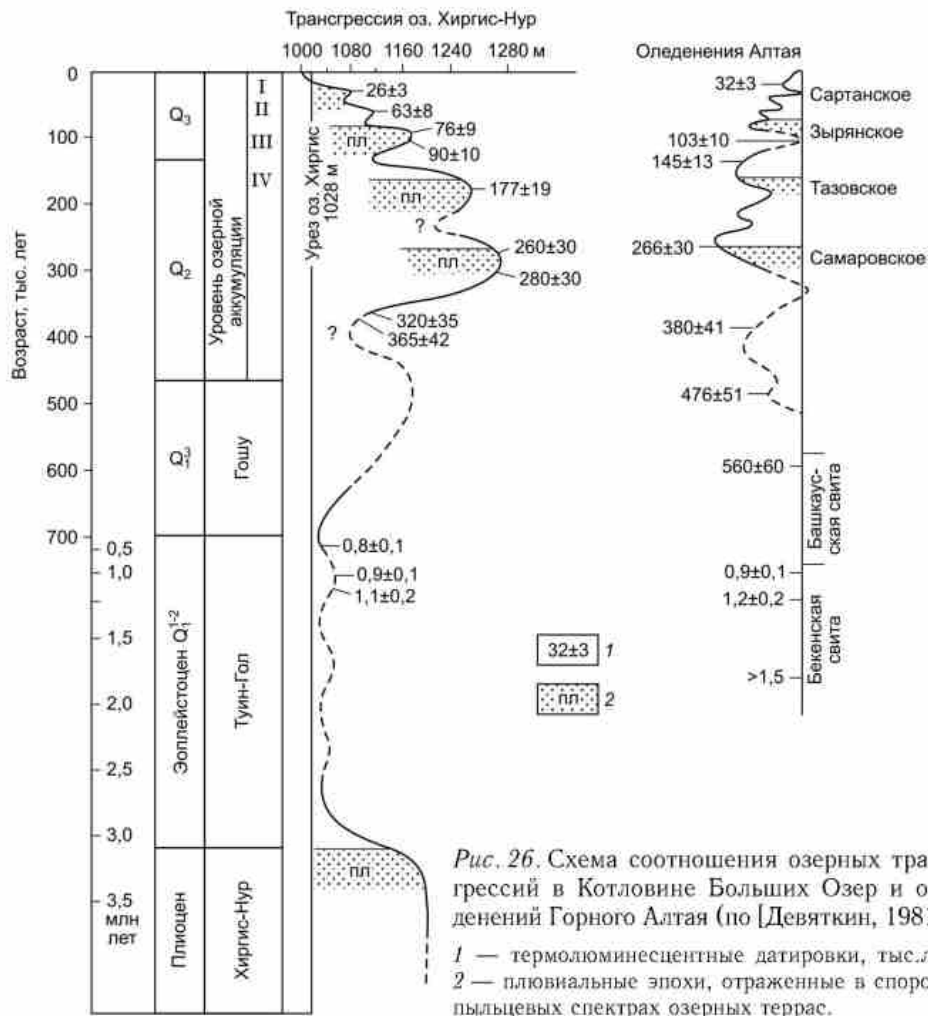


Рис. 26. Схема соотношения озерных трансгрессий в Котловине Больших Озер и оледенений Горного Алтая (по [Девяткин, 1981]).
1 — термолуминесцентные датировки, тыс. лет;
2 — плювиальные эпохи, отраженные в спорово-пыльцевых спектрах озерных террас.

Тектоническая активизация конца раннего мела, приведшая к исчезновению бассейнов седиментации территории, носила ограниченный характер и за ней последовала позднемеловая–раннепалеогеновая эпоха тектонического покоя. Именно в это время здесь могла быть сформирована региональная поверхность выравнивания, многочисленные фрагменты которой до настоящего времени сохранились на вершинах и склонах Алтая и Хангая и под кайнозойскими осадками во впадинах.

Большинство исследователей Монгольского Алтая полагают, что горный рельеф в его пределах сформировался в основном на протяжении позднего кайнозоя [Девяткин, 1974, 1975; Девяткин, Шувалов, 1990]. Некоторые отмечают, что до этого в пределах рассматриваемой территории существовал платформенный режим, принимая за остатки платформенного чехла меловые и па-

леогеновые осадки, развитые в пределах Котловины Больших Озер и Долины Озер [Девяткин, 1974, 1981], но вряд ли имеет смысл говорить о «платформенном» режиме в пределах мобильной зоны. В ряде мест в пределах Монгольского и Гобийского Алтая слаборасчлененный денудационный рельеф, существовавший здесь до кайнозойской эпохи орогенеза, перекрыт базальтовыми покровами позднеолигоценового и раннемиоценового возраста [Гоби-Алтайское землетрясение, 1963; Кожевников и др., 1970; Девяткин, 1981].

На большей части Монгольского Алтая меловые и ранне-среднепалеогеновые отложения отсутствуют [Дергунов и др., 1980; Девяткин, 1981]. Это объясняется двояко. Во-первых, они могли быть удалены в ходе денудации по мере воздымания горных сооружений. Во-вторых, возможно, что эти отложения никогда не имели повсеместного распространения. Второе объяснение представляется нам более вероятным, поскольку сложно предположить полное удаление отложений со столь большой территории с многочисленными тектоническими впадинами. Так, например, в районе Зайсанской впадины, где наблюдается вовлечение в воздымание краевой ее части, повсеместно обнаруживаются в пределах горных сооружений Алтая остаточные мульды с палеогеновыми осадками. Кроме того, второй вариант хорошо согласуется с мезозойской историей территории. На ранних этапах кайнозойской тектонической активизации рельеф Монгольского Алтая, вероятнее всего, представлял собой слабо всхолмленную денудационную равнину, окруженную остаточными бассейнами пресноводной седиментации. Раннекайнозойские осадки изначально были развиты вокруг территории будущих горных сооружений и лишь фрагментарно в ее пределах.

Территория Алтая вовлекалась в орогенные движения неодновременно. Во многих районах непосредственно на мел-палеогеновой денудационной поверхности залегают позднепалеогеновые грубообломочные континентальные отложения. Они свидетельствуют о начале кайнозойской тектонической активизации в конце палеогена. В других местах континентальная моласса залегает на мелкообломочных и глинистых отложениях раннего кайнозоя. Рубеж смены мелкообломочных отложений грубообломочными считается началом кайнозойского горообразования в пределах территории. Эта смена характера отложений приходится на границу олигоцена и миоцена [Девяткин, 1974, 1975].

Новейшее горообразование происходило по пути постепенного вовлечения территории в новейший орогенез. Осадки раннего и среднего плиоцена формировались здесь уже в условиях расчлененного рельефа. На удалении от Монгольского Алтая в Котловине Больших Озер и Долине Озер в это время формировались мелкозернистые озерные пресноводные осадки [Девяткин, 1981], а в непосредственной близости от горных сооружений — пролювиальные грубообломочные отложения [Девяткин, Шувалов, 1990]. Е. В. Девяткин [1981] считает, что на начальных стадиях кайнозойского горообразования оно шло относительно медленно, и резкое ускорение воздымания произошло в позднем плиоцене–плейстоцене. Основным признаком усиления тектонической активности является резкое преобладание грубообломочных отложений, начиная с этого рубежа, как в межгорных впадинах Алтая, так и в крупных впадинах обрамления. Отмечается также появление ледниковых отложений в плейстоценовых разрезах Западной Монголии.

Поскольку формирование более грубообломочных осадков может быть связано не только с изменением тектонического режима, но и со сменой процесса осадконакопления в связи с эпохами четвертичных оледенений, высказывались сомнения в существовании плиоцен-плейстоценового этапа усиления тектонических движений в регионе [Molnar, England, 1990]. Однако не следует преувеличивать роль ледниковых процессов в формировании плейстоценовых отложений Монгольского Алтая, поскольку уже в пределах Юго-Восточного Алтая отчетливо видно уменьшение размеров моренных образований позднеплейстоценового оледенения по мере приближения к границе с Монгольским Алтаем.

В то же время анализ структур мерзлотных деформаций грунтов фиксирует существенное (до 6 °С) снижение среднегодовых температур в период последнего оледенения [Owen et al., 1998]. Такое несоответствие связано с резким уменьшением количества атмосферных осадков в этом направлении и соответствующим повышением снеговой линии, которое проявлялось в плейстоцене так же, как и сейчас, и было связано с положением Монгольского Алтая в самом центре Азии.

4.5. Кайнозойские отложения впадин Горного Алтая

В пределах Горного Алтая расположено 18 средних и крупных впадин, содержащих кайнозойские отложения, а также множество мелких. Большинство из них выполнены только поздненеогеновыми и четвертичными осадками. В южной части Горного Алтая расположен пояс межгорных впадин, содержащих более полный разрез кайнозойских отложений, включающий верхи палеогена и весь неоген. В отличие от кайнозойских впадин, развивающихся по обрамлению горных сооружений Алтая на месте мезозойских прогибов, это преимущественно наложенные впадины на палеозойском основании. Исключением являются отчасти Джулукульская и Чуйская впадины, вдоль северных бортов которых в мелких грабенах прослеживаются позднепалеозойские и юрские осадки.

Разрез кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая уже достаточно подробно описан [Девяткин, 1965]. Попытки пересмотра стратиграфии этих отложений, предпринятые позднее [Богачкин, 1981], оказались несостоятельными [Зыкин, Казанский, 1995]. Хотя верхнепалеогеновые и неогеновые отложения развиты под покровом четвертичных отложений во всех впадинах этой части Горного Алтая, достаточно полно они обнажаются только в пределах Чуйской впадины (рис. 27).

Палеогеновые и неогеновые породы Алтая объединяются в три серии, отчетливо различающиеся по характеру осадконакопления. К первой относятся мел-палеогеновая кора выветривания и карачумская свита, образованная продуктами ее переотложения. Ко второй относятся озерные и аллювиально-озерные глинисто-карбонатные и угленосные отложения кошагачской и туерыкской свит. К третьей относятся буроцветные грубообломочные отложения озерно-аллювиально-пролювиального генезиса кызылгирской, бекенской и башкаусской свит, а также буроцветная кора выветривания.

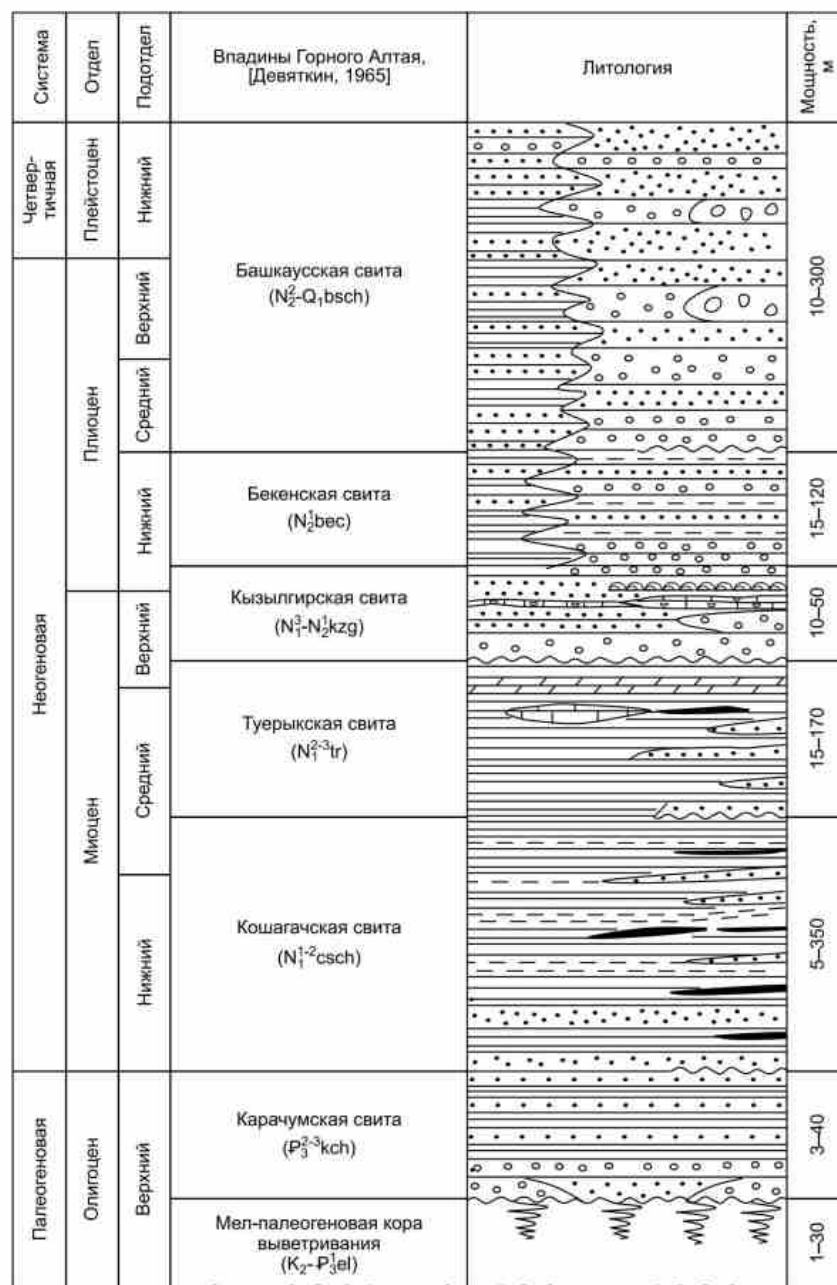


Рис. 27. Сводный разрез кайнозойских отложений Юго-Восточного Алтая.
Усл. обозн. см. на рис. 21.

Мел-палеогеновая кора выветривания ($K_2-P_1^{el}$) наиболее полно сохранилась в погребенном состоянии под кайнозойскими отложениями во впадинах Юго-Восточного Алтая. Она сформирована на относительно неровном мелкосопочном рельефе с углами наклона поверхности до $10-15^\circ$ и относительными превышениями до 300 м [Девяткин, 1965; Лузгин, Русанов, 1992]. Формирование коры выветривания в условиях расчлененного рельефа отражается в латеральных неоднородностях ее строения. На возвышенностях древнего рельефа обычно залегают ее базальные горизонты, представленные рыхлыми каолинизированными, но сохранившими текстуру исходных палеозойских пород образованиями. В понижениях под неогеновыми породами залегает кора выветривания более полного профиля. Здесь поверх базального горизонта залегают белесые суглинки с конкрециями лимонита, белые каолинизированные суглинки и глины, белые глины, венчают разрез красные и малиновые глины. Максимальная мощность коры выветривания в естественном обнажении (долина р. Кызылчин) составляет 13 м [Девяткин, 1965, с. 17–18].

Мощность коры выветривания в Чуйской впадине в естественных обнажениях и по данным бурения составляет от 3 до 30 м в западной ее части и до 20 м вдоль южной ее окраины. В Курайской впадине отмечаются базальные горизонты коры выветривания мощностью 1–5 м на междуречьях Кызылташ-Баратал и Актру-Машей. Кора выветривания мощностью до 37 м вскрыта также под толщей кайнозойских пород в районе Акташского рудника в долине Ярлыамры на глубине 250 м [Бондаренко и др., 1968а,б]. В Сорлукольской впадине описаны отложения коры выветривания мощностью 4–6 м в древних карстовых воронках у подножия Айгулакского хребта на водоразделе Эс-конго и Чулекташ [Щукина, 1956]. В Джулукульской котловине палеогеновая кора выветривания мощностью 2–3 м известна в верховьях р. Карги [Девяткин, 1960], а также вдоль северного берега оз. Кындыктыколь и на склонах долины Мунгун-Бурень [Девяткин, 1965]. В Самахинской впадине корни коры выветривания небольшой мощности обнажаются в основании разреза кошагачской свиты в устье р. Коксу.

Подобные образования наблюдались в небольшой впадине в верховьях р. Аккол на плато Укок [Дубинкин, 1940]. В Тархатинской впадине бурением вскрыта кора выветривания мощностью 14 м [Розенберг, 1972]. В центральной части Горного Алтая каолиновая кора выветривания не известна (возможно, не сохранилась), а по северной и юго-западной периферии горной системы распространена достаточно широко [Ерофеев, 1969; Захаров, 1972; Романцова, 1972; Барышников, 1992]. Период формирования каолиновой коры выветривания на Горном Алтае остается проблематичным. Однако определенно можно сказать, что, судя по незначительным мощностям, он не был очень продолжительным, начался после раннего мела и завершился до позднего палеогена.

Продукты переотложения коры выветривания описаны уже на ранних стадиях изучения кайнозойских отложений [Аксарин, 1938; Щукина, 1953]. Как **карачумская** свита ($P_3^{2-3}kch$) они выделены позднее [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958] и подробно описаны Е. В. Девяткиным [1965]. Отложения карачумской свиты представляют собой отчетливо слоистые песчано-глинистые и щебнис-

тые образования делювиально-пролювиального и озерного генезиса. Толща окрашена в розовые, бурые, малиновые и красные, реже черные тона в зависимости от цвета переотлагаемых пород коры выветривания. В озерных фациях распространены лимонитизированные конкреции сидерита. Отложения свиты распространены во впадинах Юго-Восточного Алтая, где с отчетливым несогласием залегают на палеогеновой коре выветривания или на породах палеозоя.

В северо-западной части Чуйской впадины мощность свиты достигает 40 м. Здесь же отмечен постепенный переход пород свиты в вышележащие угленосные отложения. В Курайской впадине и Акташском грабене отмечаются пестроокрашенные отложения свиты мощностью 3–8 м. В Джулукульской котловине известны базальные горизонты карачумской свиты в виде светлоокрашенных сильно выветрелых разнотернистых песков и галечников мощностью 1–2 м [Девяткин, 1965]. Небольшие по площади обнажения отложений свиты известны также в Сорлукольской котловине (водораздел рек Чулекташ и Эсконго), Йлдыскельской котловине (Чаган-Узунский горный массив) [Богачкин, 1981]. Породы карачумской свиты вскрыты скважинами также в Тархатинской впадине [Розенберг, 1972].

Угленосные отложения во впадинах Юго-Восточного Алтая известны с середины XIX в., однако их изучение началось значительно позже [Обручев, 1915; Нехорошев, 1932; Аксарин, 1938; Шукина, 1953]. Отложения залегают с небольшим размывом или согласно на породах карачумской свиты [Шукина, 1960] и выделены в качестве **кошагачской** свиты ($N_1^{1-2} \text{csch}$) [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958; Девяткин, 1965]. Отложения свиты развиты во всех крупных межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая – Чуйской, Курайской, Джулукульской, [Девяткин, 1965], Самахинской [Нехорошев, 1933; Шахов, 1933; Шмидт, 1964а], Тархатинской [Розенберг, 1972] и предполагаются в Бертекской впадине (найлены обломки окислившихся бурых углей в моренах [Нехорошев, 1932]).

В Чуйской впадине отложения кошагачской свиты представлены коричнево-серыми и светлыми глинами, гравелистыми песками и алевроитами с прослоями бурых углей и горизонтами сидеритовых конкреций. В центральной части впадины мощность отложений составляет 200–350 м. В прибортовых частях мощность отложений снижается до 25–30 м, и они приобретают более грубый состав.

Угольные прослои приурочены к прибортовым частям впадин. Их мощность в Чуйской впадине составляет от 0,1 до 3,67 [Аксарин, 1937], а по западной периферии достигает 5–6 м [Богачкин, 1981] (Талды-Дюргунское месторождение). Вдоль северного борта впадины обнажения пород свиты протягиваются более чем на 30 км, сильно дислоцированы взбросами и смяты в вытянутые вдоль Курайского хребта складки, образованные фронтальным давлением надвигающегося хребта. Мощность отложений оценивается здесь в 200–250 м. Вдоль южного борта Чуйской впадины развиты безугольные отложения, внешне сходные с породами вышележащей туерыкской свиты. В Курайской впадине по данным бурения мощность угленосных отложений составляет 50–100 м (Акташский грабен).

Отложения кошагачской свиты встречаются также в долине Чуи между Курайской и Чуйской впадинами (в районе устья Куэхтанара), что указывает на то, что в прошлом эти впадины представляли единый бассейн седиментации. Кошагачская свита имеет более грубообломочный состав в Джулукульской, Тархатинской и Самахинской впадинах, где ее мощность колеблется от 5 до 60 м [Шмидт, 1964а; Девяткин, 1965; Розенберг, 1972]. Угленосные отложения обнаружены также вблизи Самахинской впадины в верховьях Акбулака — левого притока Коксу, на абсолютной высоте 2300–2400 м. Их мощность составляет 12–14 м.

Туерыкская свита ($N_1^{2-3} \text{ tr}$) выделялась под другим названием еще А. В. Аксариным [1937]. Настоящее название предложено Г. Ф. Лунгерсгаузену и О. А. Раковец [1958]. Свита представлена характерными светло-голубыми и светло-серыми карбонатными глинами с горизонтами и линзами мергелей и известняков. Ее отложения развиты только в наиболее крупных впадинах Юго-Восточного Алтая, где они согласно залегают на породах кошагачской свиты [Девяткин, 1965]. Отложения свиты прослеживаются вдоль всего северного борта Чуйской впадины, где имеют значительную мощность (100–120 м) и многочисленные прослои с фауной моллюсков, остракод, рыб и отпечатками растений. Породы собраны здесь вместе с отложениями кошагачской свиты в складки и разбиты дизъюнктивами.

Другой тип разреза характерен для западной и юго-западной частей Чуйской впадины. В западной части впадины мощность отложений составляет 75–80 м. Они представлены коричневато-серыми и светло-серыми карбонатными глинами с маломощными прослоями давленных ракушечников и мергелей. Местами породы обогащены растительным детритом, встречаются остракоды, остатки растений и рыб. В юго-западной части впадины на правом берегу Чаган-Узуна выше пос. Бельтир и в среднем течении р. Кызынор отложения свиты имеют мощность 35–40 м и представлены чередованием светло-серых, зеленовато-серых карбонатных глин, алевролитов, прослоев песков и мелкого гравия. Прослои глин и алевролитов содержат кости рыб и мелкие раковины моллюсков.

Подобные отложения наблюдаются в долине р. Тархата в месте выхода ее из гор во впадину. Здесь среди пород свиты встречены три маломощных (0,1–0,2 м) прослоя бурого рыхлого лигнита. Более крупнообломочный материал и сокращение мощности отложений в западной и юго-западной частях впадины свидетельствуют о прибрежных, относительно мелководных условиях их накопления, а также о значительном выносе терригенного материала с прилегающих возвышенностей.

Особый тип отложений туерыкской свиты развит в пределах горных сооружений к западу и юго-западу от Чуйской впадины. Так, в среднем течении руч. Теустан (южный склон Южно-Чуйского хребта, водораздел рек Аккол и Талдура, высота 2800 м) в небольшой котловине под бурыми неоген-четвертичными галечниками обнажаются пески и алевролиты со слабо разложившимися древесными остатками (в песках местами косая слоистость), алевролиты с

прослоями темно-коричневых глин и линзами рыхлых лигнитов (по простиранию алевроиты замещаются бурыми песками с гравием и галькой), глины алевроитистые и алевроиты светло-серые с прослоями глин и линзами мергелей (в сторону коренного склона замещаются косослоистыми песками с галькой и гравием). Мощность отложений 20–25 м.

В ур. Йлдыскель (Чаган-Узунский массив) отложения выполняют небольшое понижение в денудационном донеогеновом рельефе, где перекрываются бурыми песчано-галечными осадками позднего неогена. Общая мощность отложений свиты 15–17 м. Они представлены серыми и голубыми алевроитами и глинами, замещающимися в сторону коренного борта бурыми песками, супесями и галечниками [Богачкин, 1981]. Отмечен прослой рыхлого лигнита с хорошо сохранившимися фрагментами древесины мощностью 1,0–1,2 м.

В южной части Чуйской впадины отложения туерьской свиты вскрыты несколькими скважинами, расположенными в районе ур. Бураты. Глубоководный тип разреза (скв. 102, севернее ур. Бураты) представлен чередованием светло-серых глин и алевроитов с серыми песками. Характерно обогащение пород растительными остатками. Встречаются прослой бурых углей, галечников и гравийников. Мощность отложений около 100 м. Ниже согласно залегают породы кошагачской свиты. По мере приближения к коренному борту впадины характер разреза постепенно меняется.

Мелководный тип разреза (скв. 107, ур. Бураты) представляет собой переслаивание серых и коричневых алевроитов и глин с бурыми грубыми песками и галечниками. Характерны прослой щебня и гальки, породы обогащены растительными остатками, встречаются прослой с обломками раковин моллюсков и остракод. В основании разреза залегает горизонт косослоистых галечников. Мощность отложений около 50 м. Ниже залегают породы карачумской свиты. Таким образом, в Чуйской впадине присутствуют отложения туерьской свиты трех генетических типов: глубоководно-озерные доломиты, мергели, известняки и алевроиты (северная часть впадины), болотно-озерные, прибрежно-озерные и дельтовые песчаники и алевроиты с прослоями лигнитов и бурых углей (западная и юго-западная части впадины) и озерно-аллювиальные глины и пески (южная часть впадины) [Девяткин, 1965].

В центральной части Курайской впадины вскрыты бурением глины, алевроиты и мергели с прослоями бурых углей, относящихся к туерьской свите. Мощность отложений более 170 м. В других впадинах Юго-Восточного Алтая отложения туерьской свиты достоверно не известны, но с большой долей вероятности можно предположить их присутствие в центральных частях Джулукульской и Бертекской котловин под четвертичными ледниковыми и буроцветными неоген-четвертичными отложениями.

Стратиграфия залегающих над туерьской свитой грубообломочных буроцветных доледниковых отложений остается наиболее дискуссионной. Е. В. Девяткин [1965] объединял их в эоплейстоценовую толщу, которую подразделял на кызылгирскую, бекенскую и башкаусскую свиты. Б. М. Богачкин [1981], ошибочно сопоставляя грубообломочные буроцветные аллювиальные фации

туерыкской свиты с кызылгирской и бекенской свитами, объединял три последние в качестве фаций выделяемой им ортолыкской свиты. Более поздние исследования не подтвердили эту точку зрения [Зыкин, Казанский, 1995; Буслов и др., 1999], и мы при описании используем стратиграфическую схему Е. В. Девяткина [1965], изменив только возрастные характеристики, поскольку берем за основу международную стратиграфическую шкалу, а не шкалу В. И. Громова и др. [1961].

Залегающие с резким несогласием на туерыкских и более древних отложениях породы позднемiocенового–раннеплейстоценового возраста образуют единую серию осадков. По литологии, залеганию и дислоцированности они резко отличаются как от нижележащих озерных угленосных раннеогеновых пород, так и от перекрывающих их средне-позднеплейстоценовых сероцветных гляциальных и флювиальных отложений. Они характеризуются значительной ожелезненностью (не проявляющейся в озерных фациях), придающей им бурые и красно-бурые тона, и выделяются как **буроцветная** серия [Богачкин, 1981; и др.]. Е. В. Девяткин называет их **эоплейстоценовыми отложениями** [1965], это и объясняет его приверженность стратиграфической схеме В. И. Громова и др. [1961], где буроцветной серии осадков Горного Алтая соответствует самостоятельное стратиграфическое подразделение — эоплейстоцен.

Отложения буроцветной серии представлены грубообломочными отложениями — песками, галечниками и конгломератами (в относительно редких озерных фациях — глинами и известняками). Отложения буроцветной серии фациально резко изменчивы и, судя по распределению фаций, сформировались в геоморфологических условиях, близких к современным. Аллювиальные фации отмечаются в основании разрезов долин, пролювиальные — вдоль подножий горных хребтов, озерные — в межгорных впадинах. Мощность отложений серии изменяется в широких пределах (от 10–15 до 250) [Девяткин, 1965]. Отложения буроцветной серии существенно менее дислоцированы, чем нижележащие неогеновые осадки. Они залегают обычно горизонтально, разбиты разломами и собраны в пологие складки только на разломных границах горных хребтов.

Одновременно с отложением пород буроцветной серии происходило формирование железистой коры выветривания. К ней относятся маломощные (1–5 м) щебнистые и гравийные, сильно ожелезненные и слабо химически выветрелые отложения, развитые обычно по палеозойским породам. Отмечаются признаки выветривания и в неогеновых озерных осадках [Девяткин, 1965]. Железистая кора выветривания (N_{2el}) впервые выделена на Алтае Е. Н. Шукиной [1956]. В пределах Горного Алтая сильно ожелезненные щебнисто-дресвянистые и монтмориллонит-гидролюдистые глинистые образования обнажены, они вскрыты скважинами не только практически во всех впадинах, но и по многим долинам рек северной части Алтая — Катунь, Коксы, Урсун, Семь, Ануя, Песчаной и др. [Богачкин, 1981]. Отмечается тесная парагенетическая связь железистой коры выветривания с отложениями буроцветной серии дочетвертичного возраста. В частности, прослежено фациальное замещение отложений коры выветривания пролювиальными отложениями буроцветной се-

рии [Девяткин, 1965, с. 23]. Красноцветная кора выветривания описана и в Рудном Алтае, где по времени формирования она сопоставляется с **павлодарской** свитой (верхний миоцен–плиоцен).

Как правило, в силу недостаточного количества палеонтологического материала и малых мощностей расчленение отложений буроватой серии не представляется возможным. Однако в пределах Чуйской впадины Е. В. Девяткин подразделяет эти отложения на три свиты: кызылгирскую, бекенскую и башкаускую. Первые две впервые выделили Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец [1958], а последнюю — Е. Н. Щукина [1953].

Кызылгирская свита ($N_1^3-N_2^1$). Отложения свиты обнажаются в западной части Чуйской впадины, в нижних частях долин рек Чаган-Узун, Аккая, Кызылчин и Туерык. Часто породы свиты выполняют древние эрозионные формы, выработанные в палеозойских и неогеновых отложениях. В этом случае они представлены базальными галечниками и щебнями с прослоями песков и гравийников, с многочисленными раковинами остракод и вивипар. На них залегают серые и бурые пески с прослоями и линзами гравия, гальки и щебня. В песках встречаются многочисленные раковины пресноводной фауны (крупные вивипары и униониды), иногда образующие прослой ракушечника [Девяткин, 1965]. Местами в верхней части разреза свиты встречаются маломощные прослой грязно-серых озерных известняков. На склонах и вершинах останцов палеозойских пород отложения свиты часто представлены только покровами строматолитовых известняков мощностью от 0,5 до 3,5 м, залегающих горизонтально или слабо наклонно (до 10–15°).

По направлению к Курайскому хребту характер отложений кызылгирской свиты меняется, резко возрастает роль грубообломочных пород и степень ожелезнения. Они представлены грубыми щебнистыми глыбово-валунными галечниками (отдельные глыбы до 0,5 м) с прослоями ярко-бурых разнозернистых песков, обогащенных гравием и раковинами моллюсков, иногда с прослоями ракушечника. Мощность отложений достигает 20–25 м в понижениях палеорельефа и не более 3,5 м на останцах, где развиты одни строматолитовые покровы. Наиболее полный разрез отложений красноцветной серии расположен по левому борту долины р. Кызылчин в 3 км выше впадения в нее р. Аккая. В этом разрезе на палеогеновой коре выветривания, развитой по палеозойским породам, наблюдаются все три свиты красноцветной серии, перекрывающиеся плейстоценовыми ледниковыми отложениями.

Разрез отложений кызылгирской свиты здесь представляет собой переослаивание бурых песков, галечников и гравийников с серо-голубыми мергелистыми алевроитами, с мощным базальным горизонтом конгломератов, перекрытых слоями ракушечников и строматолитовых известняков. По направлению к центральной части впадины уменьшается мощность базального горизонта, в разрезе начинают преобладать светлые мергелистые глины (очень похожие на глины туерыкской свиты) с подчиненными прослоями бурых песков, галечников, гравийников и единичными прослоями строматолитовых известняков. Общая мощность отложений около 40 м. Распределение фаций кызылгирской

свиты в Чуйской впадине подчиняется следующим закономерностям: вблизи горных сооружений отлагаются буроватые грубообломочные пролювиальные отложения значительной мощности (до 30–50 м), в палеодолинах происходит их замещение светлыми песчано-глинистыми прибрежно-дельтовыми и озерными отложениями меньшей мощности (10–15 м), для которых ожелезнение не характерно.

Отложения буроватой серии вскрыты скважинами в южной части Чуйской впадины. Ближе к центру впадины преобладают светло-бурые и серые песчано-алевритовые и глинистые озерные отложения мощностью до 50 м. По мере приближения к Южно-Чуйскому хребту и Сайлюгему увеличиваются мощность осадков и количество прослоев гравия и галечника. На границе с хребтами начинают преобладать аллювиальные галечники. Предполагается, что под покровом плейстоценовых отложений бекенская и кызылгирская свиты слагают междуречья палеодолин, а сами палеодолины выполнены осадками башкаусской свиты [Девяткин, 1965].

Бекенская свита (N_2^1). Первоначально в свиту был выделен мощный пролювиальный комплекс, развитый в Чуйской впадине вдоль южного склона Курайского хребта, в котором выделялись нижняя и верхняя подсвиты [Лунгерсгаузен, Раковец, 1958, 1961б]. Е. В. Девяткин [1965] предложил оставить название за нижней песчано-гравийно-галечной подсвитой, а верхнюю сопоставил с башкаусской свитой (горизонтом) Е. Н. Шукиной [1953]. Отложения бекенской свиты широко распространены вдоль всего южного подножия Курайского хребта, а также в нижних его тектонических ступенях, обнажаясь в основании пролювиальных шлейфов в долинах рек Табожок, Бекен, Тыдтуерык. В них происходит закономерная смена от склонов хребта в сторону впадины пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и пролювиально-озерных осадков.

Отложения представлены преимущественно мелкими галечниками и гравийниками, переслаивающимися с грубыми песками и алевритами. Вся толща подверглась ожелезнению, придавшему ей бурую и серовато-бурую окраску. Мощность отложений вблизи хребта достигает 100–120 м. По мере удаления от Курайского хребта в отложениях бекенской свиты начинают преобладать аллювиальные и озерные фации. Их мощность сокращается до 15–20 м, и они литологически приближаются к озерным фациям кызылгирской свиты, с которыми образуют единый комплекс осадков [Девяткин, 1965]. Так, в обнажении по р. Кызылчин породы бекенской свиты представляют собой переслаивающиеся серые и буроватые алевриты, пески, галечники и гравелиты. Пески насыщены раковинами моллюсков, встречаются прослои органогенных известняков.

Фациальный характер отложений бекенской свиты в южной части Чуйской впадины аналогичен характеру осадков северного борта. Здесь также характерно чередование в разрезе пролювиальных, аллювиальных и озерных песков и галечников с общим увеличением размерности обломочного материала снизу вверх по разрезу и по направлению к горным сооружениям. Все это свидетельствует о формировании осадков свиты на фоне продолжающегося роста и расчленения горных сооружений. Отложения свиты вскрыты

шурфами и скважинами вдоль южной периферии Чуйской впадины. Расчленив их с отложениями нижележащей кызылгирской свиты не удастся в силу отсутствия фауны и большого литолого-фациального сходства.

Башкаусская свита ($N_2^2-Q_1$). Как пролювиальный комплекс эти отложения выделялись еще А. В. Аксариным [1937]. В качестве башкаусского горизонта они выделялись Е. Н. Шукиной [1953] в долине р. Кубадру, а верхнебекенской подсвиты или терекской свиты — Г. Ф. Лунгерагаузен и О. А. Раковец [1958, 19616]. Выделена эта толща как башкаусская свита Е. В. Девяткиным [1965].

В Чуйской впадине протянувшиеся вдоль всего южного склона Курайского хребта отложения свиты представлены грубослоистыми плохо окатанными песками, галечниками и гравийниками с бурым и серовато-бурым песчано-алевритистым и глинистым цементом. Мощность отложений достигает здесь 250–300 м. С удалением от Курайского хребта характер отложений меняется. Уже в обнажениях бугров Бигдон они становятся менее грубообломочными, более окатанными и сортированными. Мощность отложений падает до 50–60 м. Далее на юг мощность продолжает сокращаться, они выклиниваются, там сероцветные плейстоценовые осадки залегают на озерных неогеновых отложениях. Предполагается наличие маломощных озерных фаций башкаусской свиты под плейстоценовыми осадками в центральной части Чуйской впадины. В западной части впадины по долинам рек Чаган и Кызылчин обнажаются аллювиальные фации свиты, представленные бурыми плотными хорошо сцементированными и окатанными мелкими и средними галечниками, залегающими между бекенскими песчано-алевритистыми и плейстоценовыми ледниковыми отложениями. Мощность отложений башкаусской свиты здесь составляет 10–60 м.

Аллювиально-пролювиальные буроцветные выветрелые отложения мощностью до 15 м обнажаются по правому борту р. Тархата в месте выхода ее во впадину в 90 м над урезом воды. Во внеледниковых долинах восточного и юго-восточного обрамления Чуйской впадины бурые выветрелые аллювиальные галечники мощностью до 10 м встречаются на поверхностях высоких (50 м) террас (Уландрык, район устья рек Шибеты, Барбургазы и р. Кольдуюк). В долинах рек Кольдуюк и Бугузун развиты также аллювиально-пролювиальные ярко-бурые, ожелезненные галечно-щебнистые отложения. В долине Чуи в районе устья руч. Куэтанар под моренными и водно-ледниковыми осадками обнажаются бурые аллювиально-пролювиальные гравийно-галечные отложения башкаусской свиты, залегающие на угленосных осадках кошагачской свиты.

В Курайской впадине пролювиальные отложения башкаусской свиты мощностью 25–30 м обнажаются вдоль всего южного подножия Курайского хребта (долины рек Кызылташ, Курай, Арталук, Таджилу). Подобные отложения мощностью до 40–45 м вскрыты бурением в Акташском грабене, где они залегают под надвинутыми породами палеозоя на озерных отложениях неогена [Бондаренко и др., 1968а,б]. Судя по находкам выветрелых ожелезненных галек в долинах рек Тюте, Актру и Корумду, отложения башкаусской свиты развиты по северному подножию Северо-Чуйского хребта под ледниковыми и

водно-ледниковыми плейстоценовыми отложениями. Отложения башкаусской свиты мощностью 60–70 м вскрыты несколькими скважинами на брошенном участке долины Чуи между раскрытием в нее долин Менки и Баратала. Здесь под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями в осевой части палеодолины залегают буроцветные аллювиальные песчано-галечные отложения, сменяющиеся к бортам щебнисто-глыбовыми пролювиальными фациями [Девяткин, 1965].

В Джулукульской впадине отмечены пролювиальные, аллювиальные и аллювиально-озерные фации башкаусской свиты [Ефимцев, 1958, 1961; Девяткин, 1965]. Пролювиальная толща мощностью от 1 до 50 м протягивается вдоль подножий Шапшальского хребта (долина р. Каргы) и хр. Чихачева (долина р. Тылгаюк). Буроцветные пролювиальные отложения часто перекрыты мореной и залегают на неогеновых и палеозойских породах. В южной (внеледниковой) части Джулукульской котловины и по долине р. Монгун-Бурень буроцветные отложения распространены достаточно широко. В основании предгорных шлейфов обнажаются пролювиальные фации мощностью до 35–40 м, а в самой долине под водно-ледниковыми осадками отмечаются аллювиально-пролювиальные, мощность их 15–17 м. В небольшой тектоногенной котловине (ур. Бельдырколь) под водно-ледниковыми отложениями залегают озерно-аллювиальные фации башкаусской свиты, представленные желтыми горизонтально-слоистыми песками, бурыми мелкими галечниками, бурыми алевроитами и глинами общей мощностью до 10 м.

В Самахинской впадине и в долинах Джазатора и Аргута буроцветные отложения башкаусской свиты также распространены под покровом ледниковых. Бурые выветрелые аллювиальные горизонтально-слоистые галечники мощностью 3–5 м залегают на дислоцированных породах кошагачской свиты в районе устья р. Коксу. По правому борту р. Самаха в восточной части Самахинской впадины буроцветные аллювиально-пролювиальные косослоистые щебнистые галечники с прослоями алевроитов и глин и пятнами ожелезнения достигают мощности 6–8 м. Буроцветный пролювий развит также на восточном склоне Катунского хребта к западу от Самахинской впадины. На неогеновых отложениях там залегают буроцветная гравийно-галечная толща мощностью до 30 м [Шмидт, 1964а]. Буроцветные аллювиально-пролювиальные отложения предполагаются также в долинах Джазатора и Аргута под покровом ледниковых и пролювиальных четвертичных осадков [Девяткин, 1965].

В Сорлукольской (Улаганской) впадине буроцветные валунно-галечные отложения первоначально описаны как ледниковая толща [Шукина, 1953; Алявдин и др., 1960]. Позднее установлен аллювиально-пролювиальный генезис этих отложений [Ефимцев, 1961а,б]. Буроцветные осадки развиты в широком тектоническом понижении, приуроченном к северной тектонической границе Кубадринского горного массива (Курайский хребет). Осевая часть понижения представляет собой грабен шириной 1,5–2,0 км, протягивающийся от устья р. Кубадру вдоль долины Сарыачек. Отложения башкаусской свиты перекрыты ледниковыми отложениями плейстоцена и обнажаются в нижних частях долин рек Кубадру и Кыстыштубек. Мощность их составляет от 15 до 85 м и

выше. Залегают они непосредственно на породах палеозоя и представлены галечниками с мелкими валунами. Слоистость отложений горизонтальная, подчеркнутая чередованием темно-бурых и светло-бурых слоев. Встречаются линзы более грубых косослоистых отложений и редкие тонкие прослои алевроитов и глин. Гальки и валуны часто сильно выветрелые, встречается много треснувшей гальки [Девяткин, 1965].

Буроцветные отложения широко распространены в центральной и северной частях Горного Алтая. Они преимущественно развиты в переуглубленных участках долин и в основании разрезов впадин. В Уймонской впадине они имеют две фациальные разновидности. По северо-западной окраине впадины (у сел Баштала и Кастаха) обнажаются плотные делювиальные красно-бурые щебнистые глины мощностью 2–5 м, залегающие на красноцветной коре выветривания, развитой по метаморфическим породам теректинской свиты. Подобные им отложения мощностью более чем 65 м вскрыты скважинами под висячим крылом надвига, сложенного метаморфическими породами Теректинского хребта в северной части впадины (у с. Маргала). В юго-западной части впадины развиты аллювиальные буроцветные осадки, обнажающиеся в цоколях террас р. Катунь. Они представлены буровато-серыми хорошо окатанными валунными галечниками с прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песков. Валуны и гальки подверглись ожелезнению и сильному выветриванию [Богачкин, 1981].

В северных предгорьях Алтая буроцветные отложения представлены делювиальными, пролювиальными и аллювиальными фациями и обычно залегают на красноцветной коре выветривания. Красно-бурые щебнистые глины мощностью до 20 м установлены бурением в Канской впадине, верховьях рек Песчаной (с. Барагаш) и Урсула. У восточного борта Абайской котловины под четвертичными суглинками скважиной вскрыты буроцветные щебнистые глины мощностью до 28 м [Богачкин, 1981]. Аллювиальные буроцветные отложения обнажаются в долине р. Сема (с. Черга) [Лунгерсгаузен, Раковец, 1961б], в цоколях террас Катунь (пос. Аскат) [Ефимцев, 1964]. Буроцветные аллювиальные отложения известны в долине Коксы (села Красноярка и Тюгүрюк), в долине р. Баштан (северо-восточная окраина Урсульской котловины), в среднем течении рек Урсул и Малый Ильгүмень [Богачкин, 1981].

Среднеплейстоценовые, позднеплейстоценовые и голоценовые отложения Горного Алтая литологически отчетливо отличаются от подстилающих их красновато-коричневых и буроцветных плиоцен-раннеплейстоценовых отложений. В них практически отсутствуют следы выветривания и ожелезнения пород. Они имеют преимущественно серую окраску, и их формирование как в ледниковых, так и во внеледниковых районах Алтая теснейшим образом связано с процессами оледенения. Стратиграфическое расчленение средне-позднеплейстоценовой толщи осадков основано на ледниковой стратиграфии с использованием геоморфологического и литолого-фациального метода.

Следует отметить большое литологическое сходство разновозрастных горизонтов, имеющих сходный фациальный состав, и различие одновозрастных отложений разной фациальной принадлежности. Это приводит к расхождению

ям во взглядах авторов на строение конкретных разрезов. Особенно это проявляется по отношению к допозднеплейстоценовым ледниковым толщам, поскольку для их расчленения не применим морфостратиграфический метод (они редко залегают на поверхности, а если залегают, то в сильно размытом состоянии, без характерного микрорельефа поверхности). Абсолютные датировки средне-верхнечетвертичных отложений проводились термолюминесцентным [Разрез..., 1978; и др.] и радиоуглеродным [Бутвиловский, 1993; и др.] методами. Последним, при высокой точности, можно датировать только позднеплейстоценовые и голоценовые отложения, а корректность термолюминесцентных датировок кайнозойских отложений Горного Алтая пока остается под большим вопросом.

В разное время исследователи предлагали различные интерпретации ледниковой стратиграфии Горного Алтая (см. гл. 2, рис. 8). Наиболее полно подтверждены геологическими данными представления Е. В. Девяткина [1965]. В большинстве опорных разрезов плейстоценовых отложений ледниковой зоны Горного Алтая встречается один моренный горизонт, и только в наиболее полных разрезах отмечаются два горизонта ледниковых отложений. Е. В. Девяткин относит нижний моренный горизонт к среднему (нижнему, по его терминологии) плейстоцену и называет это оледенение максимальным. Верхний моренный горизонт он считает позднеплейстоценовым и выделяет в его пределах первое и второе постмаксимальные оледенения. В последние годы появились многочисленные радиоуглеродные датировки верхнего моренного горизонта и сопряженных с ним отложений, позволяющие не только считать постмаксимальные оледенения Е. В. Девяткина фазами одного оледенения, но и часть моренных толщ отнести к позднему плейстоцену, а не к среднему, как раньше [Бутвиловский и др., 1991; Бутвиловский, 1993].

В отношении пространственного распространения плейстоценовых оледенений также нет ясности, поскольку В. В. Бутвиловский [1993] реконструирует позднеплейстоценовое оледенение примерно в границах максимального оледенения Е. В. Девяткина [1965]. При описании плейстоценовых отложений мы условно называем нижний моренный горизонт среднеплейстоценовым, а верхний — позднеплейстоценовым. Очевидно, что ледниковая история региона не ограничивается двумя событиями, однако следы большинства из них либо не сохранились, либо пока не выявлены. Наиболее информативны для реконструкции истории климатических изменений плейстоцена осадки внеледниковой зоны. В. В. Бутвиловский [1993, с. 9] приводит данные о плейстоценовых и голоценовых осадках центральной части Чуйской впадины, никогда не занятых ледниками. Здесь скв. 5576 вскрыта толща сероцветных осадков, залегающих на карбонатных глинах туерыкской свиты. Разрез толщи образуют пять пачек озерных илов и глин мощностью от 7 до 15 м, перемежающихся шестью пачками аллювиально-пролювиальных галечников, мощностью от 7 до 20 м.

Следовательно, в центральной части Чуйской впадины на протяжении плейстоцена не менее пяти раз происходила смена обстановки осадконакопления, по всей видимости, синхронная похолоданию и увеличению количества осадков в пределах ее горного обрамления, однако все ли эти климатические

колебания приводили к оледенениям — неясно. А быстрый рост горных сооружений Алтая в плейстоцене привел к тому, что молодые оледенения, происходившие с меньшей депрессией снеговой линии, в условиях высоких гор занимали сходные площади с более древними оледенениями, формировавшимися при большей депрессии снеговой линии.

Доледниковые среднеплейстоценовые отложения (Q_{2lm}^{al}) известны в единичных разрезах Горного Алтая, в частности, в приустьевых частях рек Тискуль и Оныш (притоки Башкауса). Они залегают на породах палеозоя, представлены серыми пылеватыми песками и алевроитами с линзами и прослоями гравия и гальки и имеют мощность 8–10 м [Раковец, Шмидт, 1963].

В последние годы в связи с изучением археологических памятников в северных предгорьях Алтая описаны маломощные озерные и аллювиальные отложения раннего и среднего плейстоцена этой территории [Деревянко и др., 1992, 1993].

Ледниковый горизонт среднего плейстоцена (Q_2^{gl}) представлен моренами, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями. Во вне-ледниковой зоне ему соответствуют части пролювиальных конусов выноса, высоких аллювиальных [Девяткин, 1965] и катафлювиальных террас [Бутвиловский, 1993; Парначев, 1999]. Их опорные разрезы расположены в бассейнах рек Чулышман, Башкаус, Джазатор, Аргут и Чуя. Среднеплейстоценовые ледниковые отложения прослеживаются от самых верховий р. Чулышман [Калеская, 1938; Щукина, 1953]. На выходе долины из Джулукульской котловины в глубоком эрозионном врезе под отложениями позднего плейстоцена обнажается морена среднего плейстоцена, залегающая на породах палеозоя. Ее отложения прослеживаются от устья р. Узунюк до устья р. Садеуртем на протяжении более чем 20 км. Среднеплейстоценовая морена представлена серовато-бурыми супесчано-гравийными валунниками мощностью от 11 до 18 м. В бассейне р. Башкаус среднеплейстоценовые ледниковые отложения, представленные грубыми валунниками с суглинками и супесями в цементе, обнажаются в эрозионных рывинах под позднеплейстоценовыми осадками. В наиболее полных разрезах по долинам рек Кубадру и Кысхыштубек они залегают с размывом на отложениях башкаусской свиты, а в долинах рек Тискуль и Оныш — на среднеплейстоценовых озерно-аллювиальных осадках [Девяткин, 1965].

В бассейнах рек Джазатор и Аргут ледниковые отложения среднего плейстоцена известны в двух местах [Шахов, 1933; Дубинкин, 1940; Титова, 19576]. По правому борту долины р. Джазатор, в 5 км выше пос. Беяши, под верхнеплейстоценовой мореной залегает сложно построенная толща ледниковых и водно-ледниковых валунных галечников и валунников. Отложения светло-бурого цвета имеют мощность 12–14 м. Они подстилаются доледниковыми песками и галечниками мощностью более 10 м. Ниже по течению р. Джазатор в пределах Самахинской впадины среднеплейстоценовые ледниковые отложения залегают на поверхности эрозионной террасы, сложенной угленосными отложениями кошагачской свиты. Мощность отложений 10–12 м. Они представлены валунными суглинками с сильно выветрелыми валунами (до 1,5–2,5 м). Нижняя часть толщи существенно песчано-галечная.

В бассейне р. Чуя среднеплейстоценовые моренные отложения известны в юго-западной части Чуйской впадины. В обнажении по р. Чаган они залегают на бурых галечниках башкаусской свиты под верхнеплейстоценовой мореной. В верхней части разреза отложения представлены галечно-гравийной пачкой с прослоями серых слюдистых песков и ленточных алевроитов. Ниже залегают грубослоистые водно-ледниковые валунные галечники с прослоями и линзами песков. В основании отмечается крупная линза (мощностью 45 м) светло-серых ленточных глин и алевроитов. Общая мощность отложений составляет 65–70 м. Ниже четкого внешнего края позднеплейстоценовых моренных полей по правобережью Чаган-Узуна до его устья прослеживаются валунные галечники предположительно среднего плейстоцена.

Подобные отложения отмечены далее на восток, между моренными полями Чаган-Узуна и Ирбисту. Во внеледниковой зоне по северной и восточной периферии Чуйской впадины широко развиты пролювиальные шлейфы среднеплейстоценового возраста значительной мощности, отличающиеся от более молодых пролювиальных образований выработанными в них многочисленными абразионными террасами Курайско-Чуйского позднеплейстоценового палеоозера. Мощность среднеплейстоценового пролювия составляет до 50 м вблизи горных сооружений и быстро уменьшается в сторону впадины. Высокие аллювиально-пролювиальные террасы между Чуйской и Курайской впадинами, сохранившиеся в устьевых частях правых притоков р. Чуя (Сукпанды, Сырой Тыдтугом, Сухой Тыдтугом), Е.В. Девяткин относит к среднему плейстоцену [1965].

В Курайской впадине среднеплейстоценовые пролювиальные и флювиогляциальные шлейфы сохранились в северной части (междуречье Артулука, Таджикилу и Курая) и вдоль южной границы (междуречье Ардыжана и Балтаргана). Ниже пос. Чибит в долинах Чуи и Катунь развит комплекс высоких террас, которые по последним данным являются следствием крупных паводков при спуске палеоозер Курайско-Чуйской системы в среднем и позднем плейстоцене [Бутвиловский, 1993]. Насчитывается не менее семи паводковых событий [Новиков, Парначев, 2000]. В высоких террасах и в мелких впадинах внеледниковой зоны северо-западной периферии Алтая, вероятно, присутствуют среднеплейстоценовые аллювиально-пролювиальные отложения, однако их сложно отличить от литологически сходных позднеплейстоценовых. При выходе за пределы горных сооружений среднеплейстоценовые осадки погружаются ниже дневной поверхности. Возможный их аналог в Бийско-Барнаульской впадине — монастырская свита [Богачкин, 1981].

Ледниковый горизонт верхнего плейстоцена (Q_3gl). Позднеплейстоценовые отложения ледниковой зоны и соответствующие им осадки внеледниковых областей широко развиты по всей территории Алтая, покрывая днища и склоны долин и тектоногенных впадин. По морфостратиграфическим критериям исследователи выделяют в позднем плейстоцене или два самостоятельных оледенения [Девяткин, 1965; и др.], или две стадии одного оледенения [Окишев, 1980; и др.]. Радиоуглеродные датировки, полученные в последнее время, показывают, что нет оснований выделять более одного оледе-

нения — позднеплейстоценового. Возраст осадков, перекрывающих ледниковые отложения, удаленные от современных ледников, нигде не превышает 10–12 тыс. лет, для подстилающих флювиогляциальных отложений получены датировки 30–42 тыс. лет [Бутвиловский, 1993]. Возраст включенных в морены последнего оледенения обломков древесины позволяет определить время его начала позже 25–27 тыс. лет [Ревушкин, 1979].

Позднеплейстоценовое оледенение занимало большую часть территории Горного Алтая и зависело от климатических условий, абсолютных высот и расчлененности рельефа. Количество осадков тогда, как и теперь, не только увеличивалось с высотой, но и значительно уменьшалось с северо-запада на юго-восток, что обусловило повышение высоты днищ каров в этом направлении с 1600–1800 до 2700–2900 м [Ивановский, 1981]. Наиболее полную характеристику распространения позднеплейстоценовых ледников и связанных с ними осадков в зависимости от геоморфологических условий дает Е. В. Девяткин [1965].

Отложения горно-долинного оледенения. В наиболее высоких и расчлененных хребтах (Шапшальский, Чулышманский, Курайский, Чихачева, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Катунский, Южный Алтай) оледенение носило горно-долинный характер. Ледники быстро двигались по долинам и оставили маломощные донные морены (до 10–15 м). По бортам трогов местами наблюдаются валы (один и более) боковой морены, обогащенной коллювиальным материалом (мощность до 25–30 м). Флювиогляциальные отложения развиты слабо.

Отложения покровного оледенения. В областях слабо расчлененного возвышенного рельефа Чулышманского и Башкаусского плоскогорий, частично плато Укок оледенение носило покровный характер. Мощность льда и его экзарационное воздействие были неодинаковы, а распределение ледниковых осадков очень неравномерно. Морены приурочены к денудационным понижениям и речным долинам. Отложения могут достигать здесь 35–50 м и выклиниваться на возвышенностях. Морены часто перекрыты водно- и озерно-ледниковыми осадками мощностью до 10–12 м. Низкие водоразделы покрыты прерывистым чехлом донной морены (до 10 м). Возвышенные части водоразделов часто лишены моренных отложений. Судя по широкому развитию крупноглыбового элювия, они не покрывались движущимся льдом и в их пределах были развиты только фирновые шапки. Во многих частях Сайлюгемского плоскогорья вообще отсутствуют следы оледенения в виде экзарационного рельефа и морен. Пассивное оледенение типа фирновых покровов этой территории можно лишь предположить, исходя из развития флювиогляциальных галечников и шлейфов в долинах.

Отложения ледоемов. В высокогорных впадинах Юго-Восточного Алтая (Сорлукульская, Улаганская, Тархатинская, Бертекская и Джулукульская) при последнем оледенении сформировались ледоемы. На ранних стадиях развития они наполнялись льдом за счет выдвигания ледников из горного обрамления, а на определенном этапе, когда поверхность ледовых масс оказывалась выше снеговой линии, переходили к саморазвитию. Днища таких ледоемов

обычно покрыты донными и основными моренами, местами развиты друмлины [Бутвиловский, 1993], на границах расположены крупные боковые морены (до 50–70 м). Для некоторых ледоемов типичен комплекс лимногляциальных и флювиогляциальных форм. Так, в Джулукульской впадине развиты озы, камы и камовые террасы, мощность отложений которых достигает 60–75 м [Девяткин, 1965].

Отложения ледников подножий. Благодаря наличию системы межгорных впадин в пределах Юго-Восточного Алтая создались уникальные условия для аккумуляции и сохранения ледниковых отложений. Выходя из гор во впадины, ледники распластывались по поверхности, часто сливаясь с соседними, и отлагали мощные моренные толщи. Отложения ледников подножий формировались к северу от горных массивов Монгун-Тайга, Южно-Чуйского (Чаган, Чаган-Узун, Елангаш) и Северо-Чуйского хребтов (Куркурек, Корумду, Актру). Конечно-моренное поле северного склона Южно-Чуйского хребта оканчивается на высоте около 2100 м, и его внешний край покрыт волноприбойными террасами Курайско-Чуйского палеоозера. Морены ледника подножия массива Биш-иирду Северо-Чуйского хребта оканчиваются на высотах 1700 м. На них нет следов волноприбойной деятельности, они имеют размытые очертания, свидетельствующие, что ледники здесь спускались непосредственно в палеоозеро. Единственное моренное поле у подножия Северо-Чуйского хребта, несущее следы волноприбойной деятельности, приурочено к долине р. Тюте.

Отложения внеледниковых областей. Внеледниковые области Горного Алтая во время позднеплейстоценового оледенения располагались по северо-западной периферии горной системы, где оледенение не получило развития из-за незначительных абсолютных высот, и на крайнем юго-востоке, на границе с Монголией, где ледники не получили распространения вследствие крайней аридности климата. Области на границе с Западно-Сибирской равниной не подвергались оледенению на всем протяжении плейстоцена. В них широко распространены делювиальные, пролювиальные, аллювиальные и озерные отложения. Они выполняют мелкие впадины северо-западной части Алтая (Абайскую, Канскую, Урсую, Пыжынскую и др.) и переуглубленные участки долин рек Кокса, Урсул, Чарыш, Ануй и Песчаная, достигая мощности 50–100 м. Породы представлены преимущественно суглинками, гравийниками и галечниками [Богачкин, 1981].

Внеледниковые фации юго-восточной части Горного Алтая образованы преимущественно флювиогляциальными и озерными отложениями Чуйской и Курайской впадин. Флювиогляциальные отложения представлены валунными галечниками мощностью более 10–15 м и образуют шлейфы вокруг конечно-моренных комплексов последнего оледенения. Курайско-Чуйское позднеплейстоценовое палеоозеро оставило многочисленные морфологические следы своего существования — серии абразионных террас, береговые валы, косовые отмели. Они часто образованы близким переотложением местного материала, но встречаются и песчано-галечные прибрежные озерные отложения [Девяткин, 1965]. Глубоководные озерные осадки глинистого состава мощностью до 13 м встречаются только в центральной части Чуйской впадины под сло-

ем голоценовых галечников [Бутвиловский, 1993]. В северной части Курайской впадины отмечены озерные пески мощностью 4–5 м с маломощным прослоем субаквальной морены [Девяткин, 1965].

Вторая половина позднего плейстоцена и голоцен (Q_3^2 – Q_4) является временем деградации позднеплейстоценового оледенения с несколькими фазами стабилизации и наступания, из них наиболее хорошо выражены в отложениях и рельефе «малая ледниковая эпоха» и «второе постмаксимальное оледенение» [Девяткин, 1965], или «второй мегастадиал» позднеплейстоценового оледенения [Окишев, 1982]. Позднеплейстоценовый и голоценовый возраст имеют ледниковые, коллювиальные и аллювиальные отложения высокогорья. Во впадинах и долинах крупных рек в это время были сформированы наиболее низкие флювиогляциальные и аллювиальные террасы и современная пойма. Тектоническая активизация позднего плейстоцена, выразившаяся в повышенной сейсмичности, обусловила формирование нескольких центров развития крупных обвалов и оползней (в частности, в западных частях Чуйской и Курайской впадин).

4.6. Отражение кайнозойского орогенеза Алтая в осадках впадин

Распространение и строение разреза позднемеловых и кайнозойских отложений (см. рис. 17, рис. 28) показывают, что в конце мела–начале палеогена на территории Алтая был развит слаборасчлененный низменный денудационный рельеф. Накопление маломощных озерно-аллювиальных осадков происходило в примыкающих впадинах Западной Монголии, Зайсанском, Джунгарском и Гобийском районах. В районе Долины Озер происходили также локальные излияния базальтов, пространственно связанные с длительно развивающимся в пределах Хангая мантийным плюмом. Остальная территория Алтая на протяжении всего периода кайнозойского орогенеза не испытала воздействия магматических процессов. Не известно ни одного достоверного случая обнаружения здесь кайнозойских эффузивных или интрузивных образований.

Промелькнувшее в начале 80-х годов сообщение об обнаружении в долине Нарыма остатков современных вулканов [Кузевный и др., 1981] основано на недоразумении. В условиях плохой обнаженности за кайнозойские эффузивы были приняты мигрировавшие продукты частичного плавления вмещающих пород, образовавшиеся при выгорании угольных прослоев в отложениях, затянутых в зону Нарымского разлома. Подобные отложения часто по химическому составу и структурно-текстурным особенностям напоминают кайнотипные базальты. Они широко распространены в зонах горелых пород повсеместно в Зайсанской впадине — в частности, где даже стали предметом специального исследования [Калугин и др., 1991].

С севера к Алтаю примыкал эпиконтинентальный позднемеловой морской бассейн, испытавший регрессию в олигоцене. Сам Алтай в мелу и раннем–среднем палеогене был областью денудации и корообразования. О меловом возрасте коры выветривания свидетельствуют находки в ней меловых микрофоссилий, неверная интерпретация которых недавно привела к ошибочному отнесению ее к верхнемеловым морским осадкам [Зыкин и др., 1999].

Система	Отдел	Подотдел	В п а д и н ы						
			Зайсанская [Ерофеев, 1969]	Джунгарская [Саидов, 1956; Russel, Zhai, 1987; The Quaternary..., 1991]	Западной Монголии [Девяткин, 1970, 1981]	Горного Алтая, [Девяткин, 1965]	Бийско- Барнаульская [Адаменко, 1974]		
Четвер- тичная	Плей- стоцен	Нижний	Красноярская (Q ₁ ¹⁻²), устыбинская (N ₂ ³) свиты	Хйу (N ₂ ³ -Q ₁ ²)	Гошу Q ₁ ³ , туин-гол (N ₂ ³ -Q ₁ ²)	Башкауская свита (N ₂ ³ -Q ₁ bsch)	Краснодубровская свита (Q _{1,2} krd)		
		Верхний					Кочковская свита (N ₂ kč)		
		Плиоцен	Средний	Вторушкинская свита (N ₂ ²⁻³ vt)	Палевая свита (N _{1,2})	Алтан-тэли (N ₂ ²⁻³), Хиргис-нур (N ₂ ²⁻³)	Бекенская свита (N ₂ ¹ bes) Кызылгирская свита (N ₁ ³ -N ₂ ¹ kzg)	Павлодарская свита (N _{1,2} pv)	
			Ниж- ний	Павлодарская свита (N ₁ ¹ -N ₂ ² pv)					
	Миоцен	Верх- ний	Аральская свита (N ₁ ¹⁻² ar)	Верхняя зеленая свита (N ₁)	Ошин (N _{1,2})	Туеркская (N ₁ ²⁻³ tr) Кошагачская свита (N ₁ ¹⁻² csch)	Таволжанская (N ₁ tv), рубцовская (N ₁ rb) свиты		
		Сред- ний							
	Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Ашутасская свита (P ₃ ²⁻³ ash)	Susugan (P ₃)	Коричневая свита (P ₃)	Бэгэр (P ₃ ²⁻³)	Карачумская свита (P ₃ ²⁻³ kch)	Крутихинская (P ₃ kr), знаменская (P ₃ zn), абросимовская (P ₃ ab), журавская (P ₃ gr) свиты
			Средний						Новомихайловская свита (P ₃ nm)
			Нижний	Тузкабакская свита (P ₂ ³ -P ₃ ¹ tzb)	Wulungu (P _{2,3})	Нижняя зеленая свита (P ₂ ⁵)	Хан-тайшири (P ₃ ¹⁻²)		Атлымская свита (P ₃ at)
				Верхний					
Эоцен		Сред- ний	Северозай- санская свита (K ₂ d-P ₂ ¹ sz)	Honglishan (P _{1,2})	Красная свита (P ₂ ²)	Хайчин (P ₂)	Мел- палеогеновая кора выветривания (K ₂ -P ₃ el)	Островновская (P _{1,3} os), чеганская (P _{2,3} cg), люлинворская (P ₂ ll) свиты	
		Ниж- ний							
Палео- цен			Верхнемеловая кора выветри- вания (K ₂ el)	Тугулукская свита (K ₂ -P _{1,2})	Дзун-мод. наран-булак (P ₁)	Нэмэгтская свита (K ₂)		Сымская (K ₂ sms), ганькинская (K ₂ gn), славгородская (K ₂ sl), ипатовская (K ₂ ip), кузнецовская (K ₂ kz) свиты	
		Верхний							
Меловая									

Рис. 28. Схема сопоставления позднемеловых и кайнозойских отложений Алтая и его обрамления.

На границе Алтая и Салаира в конце мела происходило накопление континентальных осадков в Ненинско-Чумышской впадине [Адаменко и др., 1969]. Ситуация резко изменилась в олигоцене, когда до рассматриваемой территории дошел первый импульс горизонтального напряжения, связанный с Индо-Евразийской коллизией. На фоне возникшего сжатия произошла первая фаза роста гор, сопровождавшаяся заложением впадин Юго-Восточного и Юго-Западного Алтая (Нарымская, Чуйская, Курайская и др.) и прогибанием бассейнов, обрамляющих горные сооружения с северо-востока и юго-запада (Зайсанско-Джунгарская система впадин и впадины Западной Монголии).

Следует отметить, что хотя в настоящее время впадины юго-востока Алтая вытянуты в северо-западном направлении, в период заложения они были значительно шире, возможно, частично соединяясь и образуя прогиб северо-восточного простирания на границе Русского и Монгольского Алтая. В это время уже происходили сдвиговые перемещения по многим крупным разломам. К зонам разломов приурочены наиболее древние долины рек Джулукульско-Сайгонышской, Чуйско-Курайской, Джазаторско-Самахинской и Бухтарма-Нарымской депрессий, в которых известны палеогеновые отложения. В фундаменте Предалтайской равнины отмечаются погребенные долины рек Песчаная, Ануй, Чарыш и Катунь, заложившиеся уже в олигоцене. Они, вероятно, дренировали северный макросклон низкогорной части Алтая, отделенной от основных горных сооружений системой впадин Юго-Восточного и Южного Алтая.

Судя по ориентировке галечников карачумской свиты в верховьях рек Каргы и Мунгун-Бурень, эти реки уже тогда впадали в озера Ачит-Нурской и Урэг-Нурской впадин. Следовательно, сток из Джулукульско-Сайгонышской впадины имел когда-то южное направление. Верховья этой гидросистемы были впоследствии перехвачены Чулышманом, после усиления его врезания в связи с формированием в позднем плейстоцене Телецкого грабена [Адаменко и др., 1969; Высоцкий, 1997]. Речная сеть западной части Горного Алтая также заложилась в олигоцене [Борисов, 1960; Селиверстов, 1960б]. Поскольку имеется существенное сходство разрезов олигоценовых отложений Джунгаро-Зайсанской системы впадин, впадин Западной Монголии и Юго-Восточного Алтая, нельзя исключать, что материал из впадин Юго-Восточного Алтая выносился тогда в южном направлении во впадины северо-восточного и юго-западного обрамления Алтая, а не в Бийско-Барнаульскую впадину, как предполагал еще Б. Ф. Сперанский [1937].

Важно отметить асимметрию в строении впадин олигоценового заложения юга Русского Алтая. У впадин, расположенных в южной части области прогибания (Нарымская, Бертекская), крутой надвиговый борт южный, у северных (Джулукульская, Чуйская) — северный. Этот факт подчеркивает единство механизма позднейшего преобразования всей системы в результате сжатия. В олигоцене происходило вовлечение северо-восточной и юго-западной окраин Алтая в горообразование. С севера, напротив, расширилась область осадконакопления Бийско-Барнаульской впадины за счет погружения периферической полосы северных предгорий Алтая, так сформировалась Бийская структурная терраса [Адаменко и др., 1969].

В начале неогена невысокий тогда Алтай со всех сторон окружали гигантские пресноводные озера, в которых на фоне временного затухания тектонических движений формировались мелкообломочные, часто угленосные осадки. В конце неогена–начале четвертичного периода началась основная текущая фаза роста горных сооружений, охватившая всю территорию. В начале плейстоцена горы Алтая не превышали 1000 м, вероятно, поэтому они не испытали значительного оледенения. Сходство площадей развития средне- и позднеплейстоценового оледенений (в то время как при первом депрессия снеговой линии и, соответственно, площадь распространения на платформах были значительно больше) указывает на существенное увеличение высоты горных сооружений в период от среднего плейстоцена до позднего. В конце неогена–начале четвертичного периода литосфера территории дробилась на относительно мелкие однотипные блоки, в это время закладывалось большинство межгорных впадин (кроме заложившихся в конце олигоцена впадин Юго-Восточного и Южного Алтая), о чем свидетельствует строение разреза, в основании которого залегает буроватая «эоплейстоценовая» толща. Следует отметить, что глинистый состав отложений верхнего плиоцена западной и северо-западной, северной частей Алтая (вторушкинская свита) [Чумаков, 1957, 1965] указывает на то, что интенсивные движения начались здесь позднее, чем в Юго-Восточном Алтае, где грубообломочные осадки стали формироваться уже в конце миоцена (кызылгирская свита) [Девяткин, 1965]. Распределение поздненеогеновых осадков указывает на постепенное расширение площади горных сооружений в плейстоцене за счет вовлечения в поднятие предгорий.

Судя по строению кайнозойского разреза межгорных и предгорных впадин, кайнозойский орогенез на большей части территории начался в олигоцене (начальная фаза орогенеза). После периода ослабления движений он ускорился в конце неогена и продолжается сейчас (основная фаза орогенеза). В ходе основной фазы орогенеза уменьшалась площадь бассейнов пресноводной седиментации. В пределах северного обрамления рассматриваемой территории она сократилась в сотни раз, и там преобладает делювиальное и пролювиальное перемещение предгорных осадков. На юге продолжилась сильная аридизация, которая практически подавила речной сток, и на месте высохших озерных бассейнов преобладает эоловый перенос неогеновых озерных песков.

Пожалуй, наиболее известной неотектонической структурой региона является хорошо выраженная в рельефе южная разломная граница Предалтайской впадины, носящая название «фас Алтая», отмеченная еще В.А. Обручевым [1915]. Последние геологические данные, полученные при буровых работах в районе Белокурихинского гранитного массива, указывают на ее взбросовый характер [Лоскутов, 2002]. Другой, не менее яркой системой новейших разрывных нарушений является система параллельных разломов северо-восточного простирания, по которым происходит погружение палеозойского фундамента впадины, использованных четвертичными долинами стока. Связь древних ложбин стока со структурами фундамента отмечала З.А. Сваричевская [1965]. В палеозойском основании впадины выделяются несколько гипсометрических уровней, разделенных уступами, связанными с движениями по разломам и на-

званными О.М. Адаменко «структурными террасами». Ненинско-Чумышская впадина практически не подверглась новейшей активизации и является заполненным грабеном юрского времени. Особенности геоморфологического строения ее территории в большей степени связаны с ее денудационной историей, нежели с новейшими движениями. Значительные мощности, юрский возраст осадков и их залегание в древнем грабене установлены только недавно. Еще в конце 80-х гг. XX в. эта структура считалась неглубокой эрозионной впадиной, выполненной меловыми осадками и палеогеновыми осадками [Геологическая..., 1988]. То, что это время характеризуется тектоническим покоем и выравниванием горного обрамления Предалтайской впадины, что не способствует формированию и заполнению впадин, не насторожило исследователей. Юрский возраст грабена объясняет значительные мощности осадков. Это время характеризуется интенсивными орогенными процессами в пределах обрамления Предалтайской впадины и формирование грабенов растяжения на границах активизированных областей является закономерным явлением. Примером современной структуры такого типа может служить четвертичный грабен Телеского озера [Физико-географическая..., 2001].

Интересные возможности определения характера новейших движений горного обрамления Предалтайской впадины дает сравнение пространственного распространения последних по времени площадных комплексов чехла впадины: кочковской и красnodубровской свит. В пределах тектоногенного уступа фаса Алтая линии их выклинивания сближены и практически совпадают. В предгорьях Салаира кочковская свита повсеместно выклинивается на 20–30 км раньше красnodубровской, что однозначно свидетельствует о завершении воздымания Салаира до начала четвертичного времени. В северо-западной части Алтая, где происходит относительно пологое снижение кровли палеозоя в сторону Предалтайской впадины, – картина обратная: красnodубровская свита выклинивается существенно раньше кочковской, и последняя повсеместно залегает на водоразделах северо-западного окончания Алтая, свидетельствуя о начале нового этапа тектонической активности и связанного с ней воздымания территории в конце плиоцена–начале плейстоцена.

Движения по разломам фаса Алтая обусловили рост возвышенностей Алтая и погружение Бийско-Барнаульской впадины. Почти вся площадь впадины в поздненеогенное время представляла собой равнину, где отлагались песчано-глинистые осадки (озерно-аллювиальные фации кочковской свиты), но вдоль разломной границы с Алтаем формировалась наклонная предгорная равнина, сложенная пролювиально-делювиальными фациями кочковской свиты, представленными бурыми известковистыми глинами с многочисленными прослоями крупного песка и гравия. Поскольку кочковская свита залегает на размытой поверхности отложений павлодарской свиты, считается, что начало ее формирования совпадает с началом основной фазы кайнозойского орогенеза Алтая. Сходным образом отреагировали на рост горных сооружений бассейны седиментации Котловины Больших Озер, Зайсана и Джунгарии, где наблюдается резкое увеличение размеров обломочного материала в осадках в конце неогена (свиты устьубинская, алтан-тэли, гошу, хйу и др.).

Исходя из строения и дислокаций кайнозойских отложений Алтая и его ближайшего обрамления, можно заключить, что начальная фаза кайнозойского орогенеза приходится на олигоцен. В дислокациях этого времени в равной степени проявлялись изгибы поверхности и разрывообразование. В миоцене и первой половине плиоцена на фоне относительного тектонического покоя происходило озерно-болотное осадконакопление в унаследованных и вновь возникших бассейнах седиментации. В конце плиоцена—начале плейстоцена началась основная фаза орогенеза, в которой преобладали блоковые движения по разломам. Эта фаза вначале проявилась в северо-восточной части Монгольского и Русского Алтая, а затем в воздымание были вовлечены полоса, примыкающая к Джунгарии и Зайсану, и Гобийский Алтай. Сдвиговые и взбросовые перемещения, создавшие все крупные формы современного рельефа в ходе основной фазы орогенеза, на большей части территории (за исключением Гобийского Алтая) не сопровождались магматическими проявлениями, что принципиально отличает кайнозойскую эпоху орогенеза от пермской и юрской эпох.
