

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ  
СИБИРСКАЯ СЕКЦИЯ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ СО АН СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР, СНИИГГ и МС, НТГУ

# ПРОБЛЕМЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И НЕОТЕКТониКИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ СИБИРИ

Материалы Всесоюзного совещания  
по геоморфологии и неотектонике Сибири  
и Дальнего Востока

Том III

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» · СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК · 1970

Настоящий сборник является третьим томом материалов Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленума геоморфологической комиссии), проходившего в апреле 1965 г. в Новосибирске.

В сборнике отражены последние наиболее значительные результаты изучения основных этапов развития рельефа платформенных областей Западной и Восточной Сибири. Рассматриваются вопросы палеогеографии мезокайнозоя, связь развития рельефа с характером неотектонических движений, история развития речной сети, происхождение отдельных форм рельефа. Многие авторы обращают внимание на связь современного рельефа со структурным планом строения территории. Применение структурно-геоморфологического метода исследования значительно повышает теоретический уровень работ сборника. Статьи включают также ряд ценных практических выводов и рекомендаций в отношении поисков полезных ископаемых.

Вместе с первым и вторым томами материалов совещания (том I — «Методы геоморфологических исследований» и том II — «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока») сборник «Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири» дает достаточно полное представление о состоянии и успехах изучения геоморфологии и неотектоники Сибири на современном этапе.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корреспондент АН СССР *Н. А. Флоренсов* (отв. редактор), *Л. К. Зятькова*,  
*О. В. Кашменская*, *А. И. Лаврентьев*, *Ю. А. Мещеряков*, *В. А. Николаев*  
(зам. отв. редактора), *С. А. Стрелков*, *В. П. Философов*, *З. М. Хворостова*

Редактор тома *Ю. А. Мещеряков*

# О МОРФОСТРУКТУРЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

---

С. А. АРХИПОВ

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

Современное устройство поверхности Западно-Сибирской низменности обнаруживает заметную связь со структурами платформенного чехла и рельефом фундамента плиты (Николаев, 1963). Вместе с тем, характер и история возникновения этих связей между рельефом и глубинными структурами разнообразны. Они закономерно усложняются при попытках перейти от анализа морфоструктуры низменности в целом к ее отдельным регионам (Мещеряков, 1962; Худяков, 1964). Разнообразие отмеченных связей определяется тектоническими деформациями земной коры эпигерцинской Западно-Сибирской плиты в течение мезозойской и кайнозойской эр.

Для Западно-Сибирской плиты в целом устанавливается влияние двух основных направлений деформаций земной коры: субмеридионального (СВ и СЗ) и субширотного. И те и другие были определены, по-видимому, движениями отдельных блоков вдоль глубинных и оперяющих разломов фундамента.

В тектоническом районировании фундамента Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным отчетливо видна меридиональная полосчатость (Проводников, 1963; Сурков, 1963). Восточная часть плиты противопоставляется ее центральному и западному регионам как имеющим различную тектоническую природу (Боголепов, 1962). В строении фундамента заметна и широтная зональность. Она проявляется в неодинаковом строении и различных мощностях земной коры северной (30—33 км) и южной (35—40 до 45 км) частей низменности, залегании кровли допалеозойских и палеозойских пород (Каратаев, 1960; Фотиади, 1961).

Субмеридиональной и субширотной зональности заметно подчинены области морской, прибрежно-морской и континентальной аккумуляции, а также денудации в мезозойскую и кайнозойскую эры (Казаринов, 1958; Ростовцев, 1961; Ростовцев и др., 1958, 1961). Весьма вероятно, что эта зональность контролировалась главнейшими линеаментами Западно-Сибирской плиты.

В мезозойскую эру преобладали, видимо, деформации субмеридионального направления, создавая основной фон региональных прогибаний фундамента. Так, все морские трансгрессии, проникавшие в низменность с севера, развивались по зонам, опускавшимся вдоль субмеридиональных Приуральских, Приенисейских и Центрального (Омско-Пуровского) глубинных разломов. Поэтому морские мезозойские и раннепалеогеновые бассейны всегда вытягивались через всю

Западно-Сибирскую низменность с севера на юг и проникали в центральные районы низменности, видимо, первоначально сравнительно узкими проливами.

Глубинные разломы оказали влияние и на устойчивую фациальную зональность в морских эпиконтинентальных бассейнах Западно-Сибирской низменности. В приуральской части господствовали морские, в Колывань-Томской и Вахской зонах погребенных герцинид — прибрежно-морские, а в Чулымо-Енисейской синеклизе — континентальные условия седиментации (рис. 1).

Субмеридиональная зональность контрастно проявилась в морфоструктуре Западно-Сибирской низменности не только в течение мезозойской, но и в начале кайнозойской эры. Так, в чеганское время западная половина заливалась морем, а восточная была низкой слабо эродуемой сушей (рис. 2).

Весьма древнее проявление имеет и субширотная структурная зональность. В мезозойскую и кайнозойскую эры наблюдаются явления миграции максимальных прогибов из северных в южные районы низменности (Николаев, 1963). Хотя элементы деформаций этого направления проявлялись и ранее, наиболее отчетливо они наметились лишь во вторую половину кайнозойской эры. Обусловлены они были, очевидно, резкой активизацией субширотных глубинных разломов и в первую очередь линеамента в зоне Сибирских увалов (Драгунов, 1960). Под их непосредственным влиянием область максимальных прогибаний в позднем олигоцене и неогене сместилась в южную половину низменности, в то время как ее северные районы испытывали непрерывное, устойчивое воздымание. В результате произошли радикальные изменения в пространственном размещении областей аккумуляции и денудации. Субмеридиональное положение геоморфологических зон, свойственное чеганскому времени, сменилось в позднем кайнозое их субширотным расположением. К этому времени относится и орографическое оформление субширотно вытянутых систем Обь-Енисейских и Васюганских поднятий (денудационных приподнятых равнин и плато) внутриконтинентальных замкнутых впадин, низменных депрессионных равнин с крупными водоемами, в раннезнаменское время, вероятно, имевших характер «морского» бассейна. В позднем кайнозое впервые были втянуты в сферу площадной озерной и озерно-аллювиальной аккумуляции Каменско-Томский выступ, северные склоны Салаира, предгорье Алтая и т. д. В южных районах низменности в позднем кайнозое накопились мощные толщи озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений (рис. 3).

В раннем плейстоцене южные районы низменности испытали поднятия с амплитудой, уменьшавшейся к северу от горного обрамления. Почти одновременно в арктическом секторе Западно-Сибирской низменности возникла встречная волна прогибаний с амплитудами, уменьшавшимися по мере приближения к субширотному линеamentу, получившему орографическое выражение в виде Сибирских увалов. Опускания вызвали затопление морем значительной территории севера низменности и превращение ее в подводную равнину, а поднятия на юге — появление приподнятых наклонных пластовых равнин и плато (рис. 4).

Таким образом, на субмеридиональную ориентировку основных морфоструктурных элементов, возникших в мезозойскую эру и в палеогене, наложилась в позднем кайнозое субширотная зональность, а с конца неогена — неравномерные тектонические перекосы южных и северных территорий Западной Сибири.

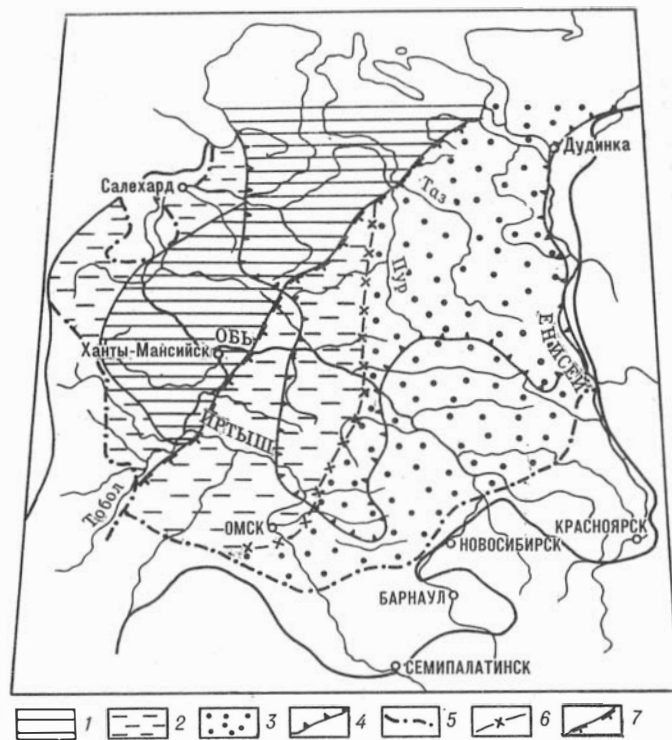


Рис. 1. Морские бассейны Западно-Сибирской низменности: 1 — наиболее глубоководное море в течение всей мезозойской эры и палеогенового периода; 2 — то же, в поздней юре и валанжине, в раннемеловом (альб), поздне меловом (туран-маастрихт), палеогеновом (палеоцен, эоцен — ранний олигоцен) периодах; 3 — мелководное море в поздней юре и валанжине, а также в период поздне меловых трансгрессий. Границы морских трансгрессий: 4 — в средней юре; 5 — в конце поздней юры в начале валанжина. Границы глубоководных и мелководных бассейнов; 6 — в позднем валанжине; 7 — в волжский век.

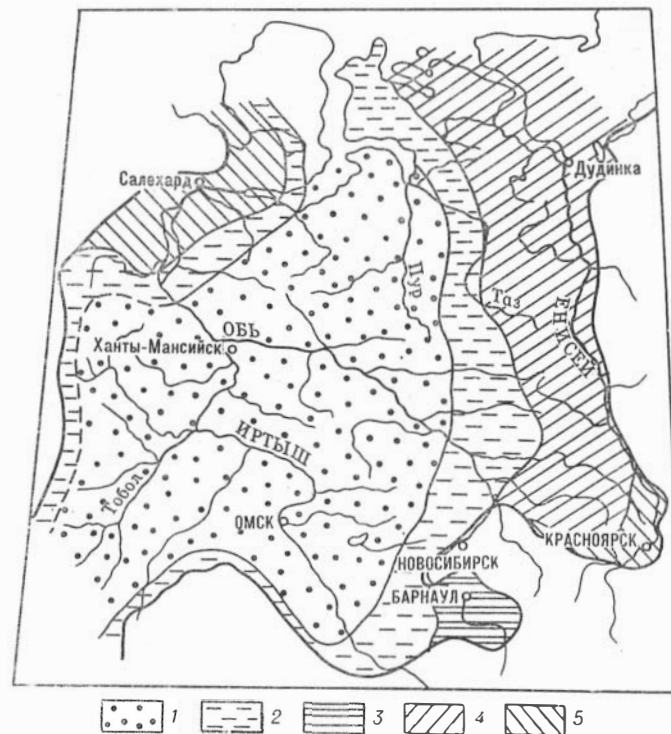


Рис. 2. Палеогеоморфологическая схема Западно-Сибирской низменности в палеогене:

Равнины: 1 — подводные морские; 2 — прибрежно-морские, дельтовые; 3 — наклонные низменные, аккумулятивно-денудационные; 4 — наклонные приподнятые, денудационные; 5 — скульптурно-денудационные.

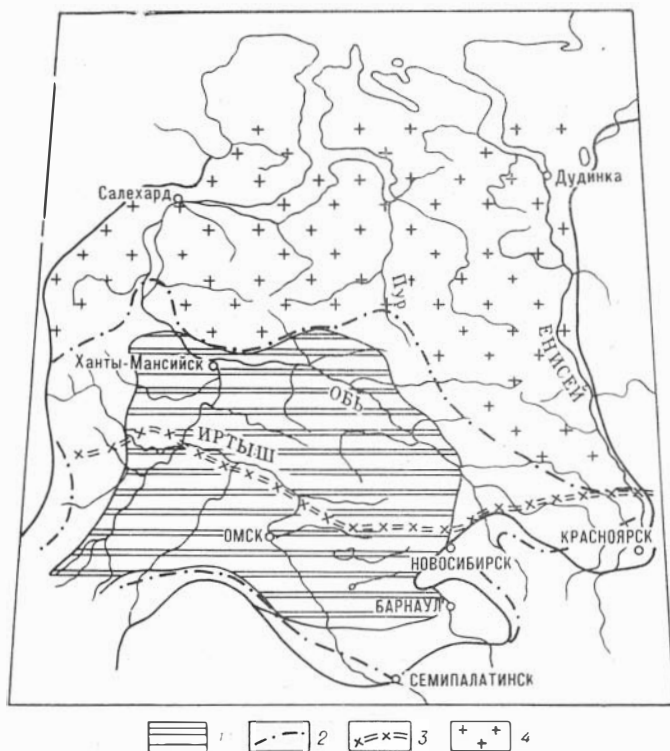


Рис. 3. Внутренние озерные бассейны Западно-Сибирской низменности в эпоху континентального олигоцена и неогена:

1 — площадь, на которой в разные отрезки средне-позднеолигоценового и миоценового (?) времени существовали крупные пресноводные бассейны (в том числе типа раннезнаменского «моря»); 2 — граница максимального распространения озерных, озерно-болотных и озерно-аллювиальных отложений за олигоценовый и неогеновый периоды; 3 — северная граница распространения озерных трансгрессий миоценового и ранне-среднеплиоценового времени; 4 — области преимущественной денудации в олигоцене и особенно неогене.



Рис. 4. Области аккумуляции и денудации в позднем плиоцене, раннем и среднем плейстоцене:

1 — зона морских и ледниково-морских отложений, содержащих остатки морских моллюсков, фораминифер, диатомей, остракод и спикул губок; 2 — поле сплошного распространения преимущественно озерных и озерно-аллювиальных позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых осадков кочковской, фелдосовской, жушичликовской свит и их аналогов; 3 — районы несплошного распространения озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных осадков ранне-среднего плейстоцена. Субширотные зоны поднятий. Возвышенности и платообразные равнины; 4 — Сибирские увалы; 5 — Васюганская зона; 6 — поперечной денудации и слабой локальной аккумуляции; 7 — области преимущественной денудации и слабой локальной аккумуляции.

Как известно, Ф. Г. Гулари (1959, 1961) связывает формирование структур в платформенном чехле с мобильностью разновеликих блоков фундамента, ограниченных глубинными разломами. Последние образуют закономерную систему субширотного, субдолготного, северо-восточного и северо-западного простирания (Проводников, 1963). Поэтому логично ожидать, что в современном рельефе низменности найдут отражение, прежде всего, те структуры, которые устанавливаются в толщах позднего кайнозоя. Их развитие шло под влиянием разнонаправленных блоковых движений фундамента, имевших различную амплитуду и ориентировку. Вследствие этого главнейшие элементы рельефа Западно-Сибирской низменности обнаруживают закономерные связи с рельефом фундамента (Николаев, Проводников, 1961; Николаев, 1963). Современное его устройство есть результат длительных и сложных блоковых движений. В начале мезозойской эры рельеф фундамента был, видимо, существенно иным. В настоящее время мы воспринимаем его таким, каким он стал под влиянием новейшей тектонической активизации в течение позднего кайнозоя.

В силу отмеченных особенностей мезозойских и кайнозойских деформаций земной коры наиболее яркой и закономерной чертой морфоструктуры Западно-Сибирской низменности является сочетание глубокой унаследованности (создающей общий фон) с элементами наложения новых морфоструктурных форм. Унаследование проявляется в прямом выражении в современном рельефе основных мезозойско-кайнозойских структур I порядка, в основании которых находятся выступы и впадины фундамента. Проявления наложенных форм разнообразны, по-разному проявляются они и в современном рельефе. Это используется нами как критерий для попытки морфоструктурного районирования Западно-Сибирской низменности. Намечаются три крупных региона: южно-центральный, северный и периферический, с последующими более дробными подразделениями (рис. 5).

В южно-центральном регионе низменности наиболее характерными элементами морфоструктуры являются сопряженные зоны субширотных Обь-Енисейских и Васюганских поднятий, разделенных системой внутриконтинентальных впадин. Все эти морфоструктурные элементы четко выделяются на тектонических картах В. А. Николаева (1963). Взятые каждая в отдельности Ханты-Мансийская, Юганская, Кетская впадины (в трактовке В. А. Николаева) развивались в течение мезокайнозоя унаследованно. Вместе с тем впервые внутриконтинентальная замкнутая система впадин отчетливо проявилась, вероятно, лишь в позднем олигоцене. Она фиксируется по площади распространения озерных и озерно-аллювиальных отложений. Тенденция к прогибаниям сохранилась в этой системе, видимо, и в неогене, но особенно четко проявилась в четвертичном периоде. Плоские четвертичные прогибы в их пределах выполнены осадками озерных трансгрессий позднеплиоценового — нижнеплейстоценового и особенно среднеплейстоценового (самаровского) времени. К этим же впадинам приурочена и сеть западносибирских прарек.

Васюганская положительная морфоструктура, как инверсионная тектоническая зона, подробно описана в работах Ф. Г. Гулари (1959, 1961) и Г. И. Худякова (1964). Последний отметил, что для ее развития характерны явления поглощения как отдельных поднятий, так и впадин, выделяемых по нижним горизонтам мезозойских пород. Эти явления развились, вероятно, в позднеолигоценное, миоценовое и нижнеплиоценовое время, когда центр максимального прогибания постепенно сместился из южно-центрального региона в южный перифери-

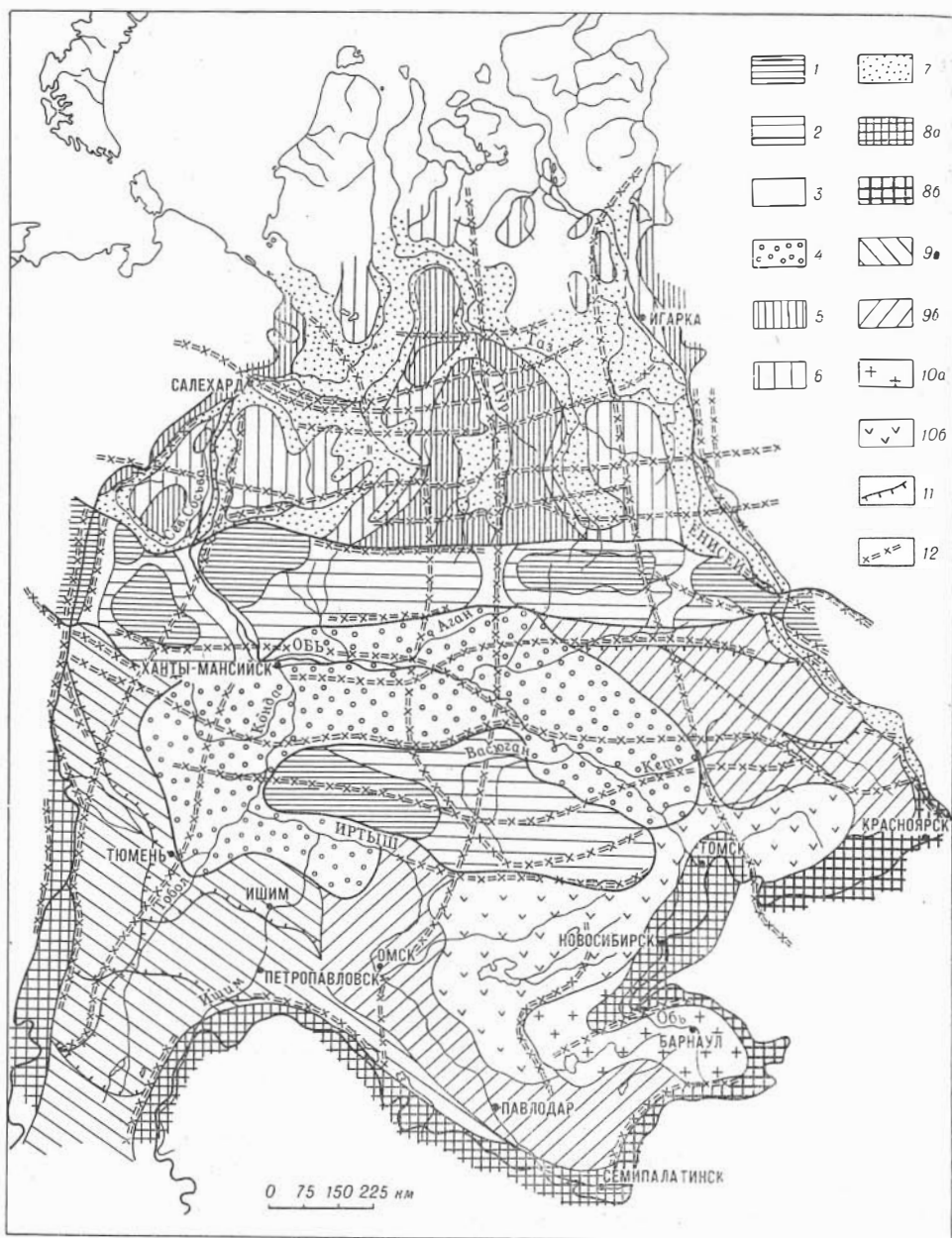


Рис. 5. Карта морфоструктурного районирования (неотектонических структур):  
Составил С. А. Архипов, 1965 г.

- I. Субширотная система морфоструктур. 1 — зона наиболее интенсивных унаследованных поднятий. Преимущественно прямые морфоструктуры; платообразные возвышенности и денудационные равнины; 2 — зона менее интенсивных поднятий. Морфоструктуры переходного и инверсионного (?) типа; денудационные равнины; 3 — зона относительных опусканий. Прямые или переходные морфоструктуры; поперечные ложбины в полосе Сибирских увалов; 4 — зона устойчивых унаследованных опусканий. Преимущественно прямые морфоструктуры; низменные равнины.
- II. Субмеридиональная система морфоструктур. 5 — зона устойчивых унаследованных поднятий. Прямые морфоструктуры, в современном рельефе — водораздельные «материки»; 6 — зона относительных поднятий. Прямые и переходные морфоструктуры; сниженные между-речные равнины; 7 — зона молодых прогибов. В ряде случаев, так называемые погребенные долины; низменные равнины, часто занятые речными долинами.
- III. Периферическая система морфоструктур. 8 — зона преимущественных поднятий: а — прямые и переходные морфоструктуры, б — переходные и инверсионные морфоструктуры — предгорные равнины, плато, возвышенности; 9 — зона переменных движений с преобладанием поднятий: а — прямые моноклиналильные, ступенчато-моноклиналильные морфоструктуры, б — прямые и переходные морфоструктуры; 10 — зона относительных опусканий: а — инверсионные и б — переходные морфоструктуры; денудационные, пластовые, местами приподнятые равнины; 11 — границы прямых ступенчато-моноклиналильных морфоструктур; 12 — разломы в фундаменте Западно-Сибирской плиты, по Л. Я. Проводникову,



ческий пояс Западно-Сибирской низменности. В соответствии с этим Васюганская зона превратилась в приподнятую слабо эродируемую равнину.

В антропогеновом периоде южно-центральный регион, за исключением Сибирских увалов, оказался опущенным относительно смежного периферического пояса Западно-Сибирской низменности. На это указывает площадное распространение озерных осадков кочковской и федосовской свит и их аналогов. В Юганская, Кетская впадины заняты низменными, заболоченными равнинами.

Обь-Енисейская субширотная морфоструктура располагается в зоне субширотного Транссибирского линеамента Западной Сибири и орографически соот

В систему поднятий входят спаявшиеся воедино отдельные своды и выступы (Казымский, Верхнетазовский, Енисейский), а также разделяющие их прогибы и седловины. Структурная неоднородность Обь-Енисейских поднятий отчетливо проявляется в орографии увалов. Они подразделяются на ряд возвышенностей, максимальные отметки которых достигают 250—270 м и даже в отдельных точках 290 м, разделенных поперечными сквозными сниженными

вин и ложбин. Высота последних обычно не превышает 150—160 м. Следуя представлениям В. А. Николаева, можно отметить, что такие возвышенности, как Келлог-Теульческая, Верхнетазовская, Кондинская в целом соо

что некоторые разделяющие их сквозные ложбины (например, соединяющие верховья рек Елогуя, Ваха, Сыма, Агана и Пура) имеют определенную генетическую связь с мезозойскими (и более древними, палеозойскими) прогибами и впадинами. Признаки молодых опусканий в их пределах улавливаются по данным геологии четвертичных и отчасти третичных отложений.

По всей вероятности, составные элементы Обь-Енисейской субширотной зоны являются прямыми или переходными морфоструктурами. Вся система в целом появилась, как нам представляется, лишь в позднекайнозойское время, хотя и имеет чрезвычайно древнее структурное заложение как важнейшая тектоническая зона Западно-Сибирской плиты. В оротектоническом отношении Сибирские увалы наметились, вероятно, уже в позднеолигоценное время. Поднятия отдельных блоков фундамента с

лялись в миоценовый, плиоценовый и четвертичный периоды. Морфоструктурный план северной половины Западно-Сибирской низменности резко отличается от ее южно-центрального района. В нем господствует субмеридиональное простирание морфоструктур и прямое соотношение между рельефом фундамента, основными структурами платформенного чехла и современной поверхностью низменности (Чочиа и др., 1963; Вдовин, 1958; Соколов, 1958; Архипов, 1960, и др.).

Наиболее подчеркнутое меридиональное простирание имеют морфоструктуры в зоне Пуровского линеамента. Это Пуровская впадина-грабен и смежные Ненецкий и Пуровский своды (Чочиа и др., 1963). В рельефе низменности им соответствуют депрессия высотой 50—80 м над уровнем моря, к которой приурочена необычайно прямолинейная долина Пура, и относительно невысокие (120—170 м) междуречья Пура с Надымом и Тазом.

В Приенисейской и Приуральской зонах отмечаются структурные перекосы, обусловленные перерождением мезозойских впадин в моно-

клинали по верхним горизонтам платформенного чехла. В связи с этим здесь развиты как прямые, так и переходного типа морфоструктуры. Весьма типичны для этих территорий пологие проявившиеся, видимо, в неогене и четвертичном периоде. Они устанавливаются по особенностям регионального распространения морских четвертичных толщ и гипсометрическому положению их подошвы. В современном рельефе они находят свое слабое выражение в общем топографическом склоне от Сибирских увалов к северу и от северо-западных и северо-восточных окраин низменности к ее северо-центральной части (Худяков, 1964).

Четвертичная трансгрессия Полярного бассейна началась по открытым к северу депрессиям-впадинам: Надымской, Ляпинской, Пуровской, Красноселькупской, Енисейской и др. Она сопровождалась блоковыми подвижками и оформлением молодых приразломных впадин (многих так называемых погребенных долин), согласно вписывавшимся в общий субмеридионально ориентированный мезозойско-кайнозойский морфоструктурный план.

Своеобразный морфоструктурный регион протягивается вдоль юго-восточной, южной и юго-западной окраин Западно-Сибирской низменности. Его своеобразие проявляется как в особенностях структуры, так и в характере тектонических движений. В структурном отношении в этот пояс входят периферические впадины, а также склоны и выступы фундамента, вдающиеся в пределы низменности со стороны ее пале

порядка протекало, с одной стороны, при общем региональном прогибании Западно-Сибирской геосинеклизы и, с другой — на фоне активного влияния положительных тектонических движений в смежных горных областях. Под воздействием этих противоположных по знаку подвижек сформировались крупные прямые морфоструктуры — моноклинали (склоны и выступы фундамента). В рельефе им соответствуют наклонные пластовые равнины и плато. Существенно иначе шло развитие периферических впадин. На определенных этапах формирования поднятия смежных горных областей вызывали в их пределах явления структурных перекосов и инверсий. Особенно активно эти процессы прошли вдоль юго-восточной окраины низменности, примыкающей непосредственно к наиболее активизированной Саяно-Алтайской зоне (Белусов, 1960; Гурари, 1959, 1961).

В Приенисейской и Приаргинской частях Чулымо-Енисейской синеклизы признаки структурной инверсии проявляются по отношению к раннемезозойским прогибам, переродившимся позднее в моноклинали (Гурари, 1959, 1961). Моноклинали находят свое прямое отражение в современном рельефе — в виде наклонных пластовых равнин и предгорий.

Вся остальная часть периферического пояса Западно-Сибирской низменности, включающая в себя Каменско-Томский, Вагай-Ишимский, Туринский выступы, Алтае-Салаирский склон, Приуральский прогиб (Тургайская впадина), характеризуется несколько иным тектоническим режимом по сравнению с Чулымо-Енисейской синеклизой. Эта территория в юрский период оставалась относительно возвышенной. При этом районы, непосредственно примыкавшие к Алтае-Салаирскому горному обрамлению, наиболее устойчиво сохраняли свое приподнятое положение в течение позднемезозойского (Предалтайская моноклинал) и раннекайнозойского (Каменско-Томский выступ) периодов. Региональные погружения юго-западных и южных окраинных районов низменности проявились с начала мелового периода. Под их влиянием

сформировался региональный структурный наклон от южной и юго-западной окраин к центральным частям низменности, отчетливо проявляющийся в современной орографии.

В кайнозойскую эру, особенно в течение средне-позднеолигоценового и неогенового периодов и, частично, раннеплейстоценового времени, произошла смена направлений деформаций с субмеридионального на субширотное. Это привело к дифференциации тектонических движений в Приуральской и южной Приалтайско-Салаирской зонах. В первой области проявилась тенденция к поднятиям. Наоборот, в пределах южной окраины низменности субширотные деформации фундамента привели к возникновению обширной полосы прогибаний, захвативших и ранее устойчиво приподнятые территории Каменско-Томского выступа, северной окраины Салаира и предгорий Алтая.

На грани позднеплиоценового и в течение раннеплейстоценового веков вся южная окраина Западно-Сибирской низменности (от Тургайского пролива до Енисея) испытала региональное поднятие с амплитудой, уменьшавшейся к ее центральным районам. Эти поднятия явились отголоском весьма интенсивного воздымания Алтае-Саянской горной страны. Они закрепили ранее наметившиеся морфоструктурные элементы: южную границу Западно-Сибирской низменности и прямые моноклиналы Туринского, Вагай-Ишимского и Каменско-Томского выступов. Но эти же движения обусловили появление в Омской и особенно Бийско-Барнаульской впадинах признаков обращенной морфоструктуры.

В позднем кайнозое по окраинам Западно-Сибирской плиты активно развивались шовные структуры типа грабенов-мульд. Их появление связано было с омоложением древних дизъюнктивов в зонах глубинных разломов вдоль Енисейского кряжа, Колывань-Томской зоны герцинид, северного фаса Алтая, вдоль восточного склона Урала и т. д.

В работе 1961 г. Ф. Г. Гурари отметил разломы, проникающие в чехол и ограничивающие Ишимский и Каменско-Томский выступы. Они прослеживаю

льванской и, вероятно, Касмалинской, Предаргинской и т. д. структурных ступеней. Последние проявляются иногда в виде орографических ступеней современного рельефа, и повсеместно вдоль окраины низменности с ними связаны узкие полосы предгорных плато и пластовых приподнятых равнин. Поднятия Енисейского кряжа сопровождались омоложением дизъюнктивов в зоне глубинного Приенисейского линеамента. В результате в пределах Казачинского грабена Зырянской котловины, Касской впадины возникла цепочка молодых приразломных прогибов. Вдоль нее и сформировалась современная долина Енисея, разрушившая очень древнюю систему юго-западного речного стока. Блоковые подвижки в узких зонах древних глубинных разломов отмечаются А. Г. Илларионовым в Тургайском прогибе, П. П. Генераловым для Северного Зауралья и т. д.

Итак, морфоструктура Западно-Сибирской низменности прошла сложный и длительный путь

вась как результат однонаправленного, исключительно унаследованного развития. В поступательном процессе становления морфоструктуры Западно-Сибирской низменности явления унаследования древних структурных форм сочетались с перестройками, протекавшими различно в отдельных регионах. Попеременная активизация различных структурных направлений фундамента определила появление морфоструктур, различающихся по времени их заложения и ориентации. Блоковый ха-

ракетер движений на общем отрицательном региональном фоне Западно-Сибирской геосинеклизы обусловил глубокие генетические связи между современной поверхностью фундамента и рельефом Западно-Сибирской низменности, а также ее подразделение на структурно-геоморфологические регионы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А. К материалам по изучению молодых тектонических движений в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 9, 1960.
- Белоусов В. В. Развитие Земного шара и тектогенез. «Сов. геол.», 1960, № 7.
- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения Восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Гостехиздат, 1961.
- Боголепов К. В. Карты мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1962.
- Вдовин В. В. Современные структуры мезозойского покрова полярной зоны Западно-Сибирской низменности. «Изв. Сиб. отд. АН СССР», 1958, № 3.
- Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н. Н. Ростовцева. М., Гостехиздат, 1958.
- Геологическая карта Западно-Сибирской низменности (без покрова четвертичных отложений). Под ред. Н. Н. Ростовцева. М., Гостехиздат, 1961.
- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 3, 1959.
- Гурари Ф. Г. Геология и нефтегазоносность мезозойских и кайнозойских отложений южных и центральных частей Западно-Сибирской низменности. (Автореф. докт. дисс.), 1961.
- Драгунов В. И. Транссибирский линеймент и его положение в общей структуре северного полушария Земли.— В кн.: «Тезисы докл. III астрономической конф. по пробл. теории Земли». Л., 1960.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостехиздат, 1958.
- Каратаев Г. И. Строение земной коры в Западной Сибири по геофизическим данным. «Геол. и геофиз.», 1960, № 11.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1962, № 3.
- Николаев В. А., Проводников Л. Я. Новейшая тектоника Западно-Сибирской низменности.— В кн.: «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
- Николаев В. А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности (Автореф. монографии). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Проводников Л. Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Ростовцев Н. Н. Принципы построения структурных карт и тектонических схем платформенного чехла Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 7, 1961.
- Сурков В. С. Новые представления о строении и возрасте складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности. «Геол. и геофиз.», 1963, № 2.
- Соколов В. Н. Тектоническое районирование севера Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. Арктики, т. 92, 1958.
- Фотиади Э. Э. Основные черты тектонического строения Сибири и Дальнего Востока в свете данных региональных геологических и геофизических исследований. «Геол. и геофиз.», 1961, № 10.
- Худяков Г. И. Степень унаследования морфоструктурами более древних тектонических форм Западно-Сибирской плиты. «Геол. и геофиз.», 1964, № 3.
- Чочиа Н. Г., Андреев А. В., Андреев Ю. Ф., Евсеев Г. П., Кисляков В. Н., Пасуманский И. М. Структурно-тектоническая схема Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.— В кн.: «Геология и нефтегазоносность севера Западной Сибири». М., Гостехиздат, 1963.
- Юркевич И. А. Некоторые закономерности фациально-геохимической характеристики мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их геологическое значение.— В кн.: «Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности». М., «Наука», 1964.

# СВЯЗЬ ЭТАПНОСТИ И НАПРАВЛЕННОСТИ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЙ С ХАРАКТЕРОМ ОЛИГОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

И. П. ВАРЛАМОВ, Н. Е. НАЙДЕНОВА

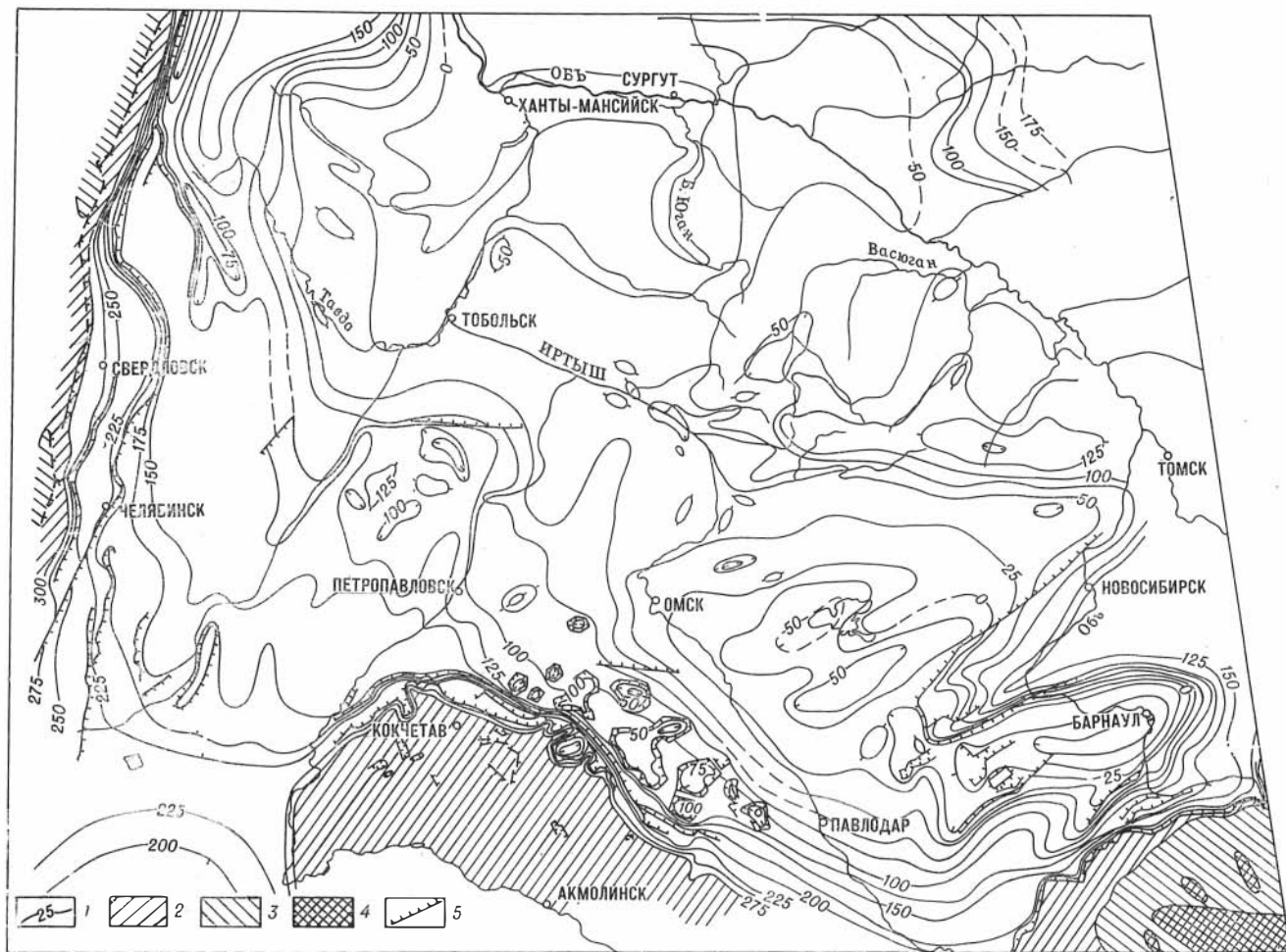
(Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья)

Вопросу истории развития рельефа Западно-Сибирской равнины в олигоцен-четвертичное время большое внимание стало уделяться в последние годы, когда в результате мелко- и среднемасштабных геологических съемок и тематических исследований был получен большой фактический материал. Вместе с тем, некоторые данные по этому вопросу приводились в работах М. А. Усова (1934, 1936), И. П. Герасимова (1940), Я. С. Эдельштейна (1936), В. А. Николаева (1962) и др. Особенно большой вклад внесла известная работа М. А. Усова, который впервые высказал мысль о ведущей роли колебательных движений в формировании современного рельефа крупных строморфологических районов Сибири.

На основании анализа геолого-геоморфологических материалов авторы пришли к выводу, что история развития рельефа южной и центральной частей Западной Сибири может быть правильно понята лишь при условии выяснения общего характера тектонических движений, выявления основных этапов и направленности тектонического развития данного района с конца эоцен-нижеолигоценного («чеганского») времени по современную эпоху.

В результате анализа представляется возможным выделить основные этапы в истории развития рельефа данного района, соответствующие: 1) среднеолигоценному и первой половине верхнеолигоценного времени, 2) второй половине верхнеолигоценного и ниже-среднемиоценовому времени, 3) верхнемиоцен — ниже-ср 4) концу среднеплиоценового — верхнеплиоценовому и 5) концу верхнеплиоценового и плейстоценовому времени. Эти этапы теснейшим образом связаны с проявлением «циклических» тектонических движений восходящего характера.

Как видно из карты с тичных тектонических движений (см. рис.), территория Западно-Сибирской плиты испытывала в основном общее поднятие (за исключением Кулундинской и центральной части Ханты-Мансийской «впадины»), амплитуды которого составляют обычно 50—100 м, а в зонах сопряжения ее с древними складчатыми сооружениями — 100—200 м, суммарные амплитуды опускания указанных впадин в большинстве случаев не превышают 25—75 м. Вместе с тем, краевые части горных обрамлений Урала, Казахстана и Алтая за этот же отрезок геологического времени приподнялись в общем на 300—500 м, а центральные — на 500—1000 м и более.



Карта суммарных амплитуд верхнеолигоцен - четвертичных тектонических движений. Составил И. П. Варламов при участии Ю. А. Голина, И. Г. Зальцмана, Н. Е. Найденовой, В. И. Стасова.

1 — изолинии суммарных амплитуд верхнеолигоцен-четвертичных тектонических движений. Шкала суммарных амплитуд верхнеолигоцен-четвертичных тектонических движений; 2 — 300—500 м; 3 — 500—1000 м; 4 — 1000—1500 м; 5 — линии разломов, четко выраженные в рельефе.

Следует отметить и другую особенность в тектоническом развитии данного района в верхнеолигоцен-четвертичное время. Участки Западно-Сибирской плиты, примыкающие к древним складчатым сооружениям, судя по имеющимся данным, начали подниматься несколько раньше, чем основная площадь ее. Районы же Кулундинской и Ханты-Мансийской «впадин», испытывавшие опускание до среднемиоценового, а местами до среднеплиоценового времени, были вовлечены в общее абсолютное поднятие района соответственно позже. Об этом свидетельствует анализ абсолютных отметок подошв различных комплексов олигоценых и неогеновых образований.

После проявления максимальной эоценовой трансгрессии, в верхнеэоценовое время (перед накоплением осадков чеганской свиты) такие участки Западно-Сибирской плиты, как Новосибирское Приобье, Томь-Обское междуречье и др., испытали сравнительно небольшое поднятие и размыв, сменившиеся опусканием и развитием чеганской трансгрессии.

Судя по значительному содержанию песчаного материала в нижней части разреза чеганской свиты, в особенности в краевых частях Западно-Сибирской плиты, и по глинистому составу верхней части его, можно полагать, что в чеганское время в областях

Казахстан, Сибирская платформа) была сформирована пятая денудационная поверхность. Начало ее выработки, вероятно, происходило в первой половине чеганского времени, а общее выравнивание — в конце его. Эта поверхность сформировалась за счет частичной переработки мезозойско-нижне-среднеэоценового пенеппена.

С конца нижнеолигоценного времени общая направленность тектонического развития Западно-Сибирской плиты изменилась коренным образом. Тектонические движения преимущественно отрицательного знака, продолжавшиеся в течение значительной части юрского времени, мелового периода и палеогенового времени (до конца нижнего олигоцена), сменились восходящими движениями колебательного характера, в результате чего здесь никогда не возникали условия открытого моря.

1. В начале первого этапа, приуроченного к концу нижнеолигоценного — с

го времени, морская чеганская аккумулятивная равнина была приподнята над уровнем моря (приблизительно на 50—100 м), что привело к заложению гидрографической се

чеганской полигенетической (преимущественно морской аккумулятивной и абразионно-аккумулятивной) равнины в течение последующего времени среднего олигоцена (время формирования осадков атлымской и новомихайловской свит) восходящие тектонические движения замедлились. Это обусловило возникновение здесь аллювиальной, а затем озер

и верхнеолигоценного времени замедление вышеуказанного поднятия сменилось относительным, а местами, вероятно, абсолютным опусканием, в результате которого на большей части рассматриваемой территории Западно-Сибирской плиты была создана озерная (озерно-морская) аккумулятивная равнина. Поскольку породы нижнезнаменской (нижнетуртасской) подсвиты (первая половина верхнего олигоцена) связаны в общем постепенным переходом с породами новомихайловской свиты, так же как и последние — с породами атлымской свиты, можно сказать, что на протяжении среднеолигоценного и первой половины верхнеолигоценного времени в зонах аккумуляции были созданы единые геолого-геоморфологические тела, представленные в ниж-

ней части разреза в основном аллювиальными, а в верхней — озерными и, возможно, озерно-морскими образованиями.

Следует подчеркнуть, что поскольку отложения среднего и первой половины верхнего олигоцена имеют, в основном, аллювиальное и озерное происхождение, здесь аккумулятивный рельеф не имел обширного непрерывного распространения, за исключением участков развития молодых или унаследованных с более древнего времени значительных по размерам отрицательных структур. Можно полагать, что междуречные и междуозерные пространства местами подвергались некоторому размыву, являясь дополнительными питающими «провинциями». Так как общие восходящие движения в целом усиливались в последующие этапы структу-

на, то данное явление с течением времени проявлялось более отчетливо. Исходя из этого, нужно сказать, что при разработке стратиграфических схем, построении геологических и, тем более, палеогеографических карт должна всесторонне учитываться вышесказанная

ской плиты со среднеолигоценового времени по современную эпоху.

Состав среднеолигоценовых образований, развитых в краевых частях Западно-Сибирской плиты, свидетельствует о том, что здесь была сформирована в это время в основном аллювиальная равнина.

С рассмотренным этапом истории развития рельефа южной и центральной частей Западно-Сибирской плиты следует, по-видимому, связывать создание четвертой денудационной поверхности на Урале, Алтае, в Казахстане и других районах, служивших в это время областями сноса. Начало выработки ее приурочено, по всей вероятности, к концу нижнего и первой половине среднего олигоцена, заключительные этапы — к концу среднего олигоцена и первой половине верхнеолигоценового времени.

2. Вторая половина позднеолигоценового времени (позднетуртаское, или позднекаменское, время) характеризовалась еще более резким усилением общих поднятий, чем это устанавливается для конца нижнего олигоцена — начала среднего. В это время почти вся рассматриваемая территория была вовлечена в общее поднятие, которое впоследствии периодически ослабевало, но не сменялось сколько-нибудь значительным

незнаменского времени здесь формировался эрозионно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф, в основном лишь озерно-аллювиального и озерного генезиса. В краевых и других частях Западно-Сибирской плиты, испытавших наибольшие поднятия, возникали денудационные формы рельефа. К началу позднеолигоценового времени следует отнести заложение основных речных артерий, вероятно, преимущественно северного направления, для которых основными базисами эрозии являлись крупные озерные ванны или же уровень мирового океана.

В ниже-среднемиоценовое время общее поднятие района значительно замедлилось, а местами, возможно, сменилось опусканием. Это привело к возникновению обширной преимущественно озерной равнины, нижняя часть разреза которой сложена осадками в основном аллювиального происхождения. Поскольку в течение рассматриваемого этапа общих восходящих тектонических движений, как в предыдущий этап, так и в последующее время, Западно-Сибирская плита довольно резко отставала в общем поднятии от примыкающих к ней древних складчатых сооружений и Сибирской платформы, то здесь на протяжении всего среднеолигоцен-четвертичного времени формировался эрози-



онно-аккумулятивный и аккумулятивный рельеф и не возникал на больших пространствах рельеф денудационного происхождения\*.

В областях сноса в течение второй половины верхнеолигоценового времени и в нижне-среднемиоценовое возникла третья денудационная поверхность. Выработка этой поверхности началась во вторую половину верхнего олигоцена, а общее нивелирование рельефа ее — в среднемиоценовое время, до начала проявления следующего «цикла» общих восходящих движений.

3. В конце среднего и в начале верхнего миоцена, перед формированием пород павлодарской свиты, мировании рельефа района. Начало этого этапа, так же как и предыдущего, приурочено к усилению общих восходящих тектонических движений, что привело к резкому оживлению эрозионной деятельности

верхнего миоцена и в нижнем-среднем плиоцене в связи с ослаблением тектонических движений эрозионная деятельность рек в пределах рассматриваемой части Западной Сибири резко ослабла. Врезание рек сменилось боковой эрозией; течение их было медленным, вследствие чего днища долин служили местами накопления озерно-аллювиальных осадков. Там же, где участки долин испытывали опускания, они превращались в озеровидные расширения различных размеров, преимущественно с озерным типом осадконакопления. Благодаря этому долинная сеть носила ярко выраженное четковидное строение. Образовавшаяся здесь в это время озерно-аллювиальная, местами эрозионно-аккумулятивная поверхность имела вложенно-наложенный характер.

В пределах прибортовых частей Западно-Сибирской плиты, испытавших в целом за данный этап более значительное поднятие, сформировался преимущественно эрозионно-аккумулятивный («цокольный») рельеф вложенного типа и эрозионный.

На междуречных участках, не являвшихся местами аккумуляции и не испытывавших денудационного среза, надо полагать, господствовали процессы элювиального выветривания, что отчасти обусловило пятнистую окраску, бесструктурность и другие особенности тех пород, которые слагали верхние части указанных участков (например, породы аральской и таволжанской свит). В последующие этапы структурно-геоморфологического развития эти элювиальные образования в той или иной степени были размыты.

В более резко поднимавшихся областях Алтая, Северо-Казахстанской складчатой области, Урала и Сибирской платформы, служивших основными областями сноса, за верхнемиоцен — нижне-среднеплиоценовый этап геоморфологического раз нудационная поверхность. Общее выравнивание ее отвечает в основном времени накопления осадков верхней части разреза павлодарской свиты.

4. Во второй половине среднего плиоцена, а местами на границе среднеплиоценового и верхнеплиоценового времени произошло следующее значительное усиление общих восходящих тектонических движений, также сопровождавшихся довольно глубоким врезом эрозионной сети и разрывом. Последний на значительной части рассматриваемой площади, например в районе Барабы, Новосибирского Приобья, Обь-Иртышского междуречья и др., обусловил почти полную переработку миоцен-среднеплиоценового рельефа.

\* Иначе говоря, Западно-Сибирская плита испытывала относительное опускание при общем абсолютном поднятии, являясь базисом денудации для Урала, Алтая, Северо-Казахстанской складчатой области и Сибирской платформы.

В верхнеплиоценовое время, во время накопления кочковской и краснодубровской свит<sup>\*</sup>, благодаря замедлению этих поднятий и относительным опусканиям значительной территории центральной и южной частей Западно-Сибирской плиты, сформировалась обширная эрозионно-аккумулятивная и аккумулятивная, в целом вложенно-наложенная поверхность озерно-аллювиального генезиса. Большие по площади участки были заняты озерными бассейнами, приуроченными в основном к крупным отрицательным структурам, где к концу верхнеплиоценового времени возникли аккумулятивные равнины озерного происхождения.

В итоге следует подчеркнуть, что в средне-верхнеплиоценовый этап структурно-геоморфологического развития района ранее существовавший здесь рельеф был весьма существенно преобразован и сохранился лишь в виде отдельных более или менее крупных останцов. Так как последние в этот этап не перекрывались верхнеплиоценовыми осадками и не испытывали существенного эрозионного среза, то они служили ареной развития элювиальных процессов.

С рассматриваемым этапом истории развития рельефа района, по-видимому связано возникновение первой (нижней, самой молодой по возрасту) денудационной поверхности, развитой в пределах обрамляющих его древних складчатых сооружений.

5. На границе верхнеплиоценового времени и четвертичного периода, а также в течение последнего территория южной и центральной частей Западно-Сибирской равнины в целом испытала резкие прерывистые восходящие движения, что обусловило выработку большинства современных речных долин и формирование в пределах их склонов четырех — пяти надпойменных террас. Вместе с тем, следует отметить, что в первую половину четвертичного времени, наряду с довольно интенсивным проявлением эрозионной деятельности, некоторые участки района были заняты пресноводными озерами, представлявшими собой реликты озерных и речных бассейнов, существовавших здесь в верхнеплиоценовое (кочковско-краснодубровское) время.

Можно с уверенностью сказать, что в результате проявления значительных по амплитуде общих восходящих колебательных движений, происходивших в верхнеплиоценовое и четвертичное время, в центральной и южной частях Западно-Сибирской равнины был создан эрозионно-аккумулятивный («цокольный») и местами аккумулятивный озерно-аллювиальный рельеф за счет переработки и перекрытия верхнеплиоцен-четвертичными образованиями миоцен-среднеплиоценового рельефа в основном озерного происхождения.

Дифференцированный характер проявлений молодых движений обусловил особенности развития рельефа района в целом, а также распределение основных генетических типов рельефа в пределах его отдельных участков.

Большие амплитуды четвертичных поднятий областей, обрамляющих Западно-Сибирскую плиту, усилили контрастность рельефа и привели к уничтожению части денудационного рельефа, созданию на его месте эрозионных форм (четвертичная долинная сеть, в основном эрозионные террасы и др.).

---

<sup>\*</sup> Авторы на основании анализа имеющихся геологических и структурно-геоморфологических материалов, в том числе и полученных в последнее время, склонны считать кочковскую и краснодубровскую свиты за единую свиту, возраст которой, по их мнению, ограничивается в основном верхним плиоценом (N<sup>3</sup><sub>2</sub>).

## ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. «Изв. АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1940, № 5.
- Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1948.
- Николаев В. А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Изд. ЗСГУ. Томск, 1934.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. Зап.-Сиб. геол. треста. Томск, 1963.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 20, 1936.
-

# ГЕОМОРФОЛОГИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Ю. Ф. ЗАХАРОВ

(Тюменское геологическое управление)

Открытие крупнейшей нефтегазоносной провинции в Западно-Сибирской низменности и начавшееся вслед за ним интенсивное промышленное освоение этого региона требуют решения ряда вопросов геоморфологического характера. Выяснение геоморфологического и геологического строения поверхности Западной Сибири дает возможность установить инженерно-геологическую и гидрогеологическую характеристики приповерхностных толщ, выяснить закономерности размещения заключенных в них строительных материалов и других полезных ископаемых, столь необходимых этой бурно развивающейся области. Изучение морфологии, генезиса рельефа и связанных с ним отложений, анализ неотектоники позволяют ответить на многие вопросы, связанные с образованием, сохранностью и поисками нефтяных и газовых месторождений.

Сведения о геоморфологическом строении северо-западной части Западной Сибири до недавнего времени базировались лишь на материалах мелкомасштабной геологической съемки, проведенной в конце пятидесятих годов. Большое значение для выяснения геоморфологии имели маршрутные наблюдения отдельных исследователей по долинам крупных рек. Но выяснить достаточно полно геоморфологические особенности этого региона было невозможно из-за незначительного объема геологических и геоморфологических наблюдений, некачественной топоосновы и отсутствия крупномасштабных аэрофотоматериалов. Большим затруднением при изучении геоморфологического строения рассматриваемой территории являются противоречивые взгляды многих геологов на природу основных рельефообразующих процессов в Западной Сибири. Так, до сих пор нет единого мнения о числе оледенений, их размерах, взаимоотношении с трансгрессиями арктического бассейна.

Многолетние исследования строения приповерхностных толщ и рельефа северо-западной части Западной Сибири, проводимые тюменскими геологами при геологических съемках и тематических работах, позволили уточнить геоморфологию рассматриваемого региона. Этому во многом способствовал большой объем геофизических и топогеодезических работ.

Рельеф северо-западной части Западной Сибири образован, главным образом, четвертичными отложениями, которые почти сплошным чехлом перекрывают различные по возрасту третичные и мезозойские осадки, сильно варьируя при этом в мощности (от 0 до 300 м и более).

В создании рельефа этой территории наряду с эндогенными процессами решающую роль играли водноледниковая и ледниковая аккумуляция, речная эрозия и аккумуляция и в меньшей степени денудация и морская аккумуляция.

Характер современного рельефа во многом обусловлен положением кровли дочетвертичных пород, которая, в свою очередь, в общих чертах отражает тектонический план осадочного чехла Западной Сибири. Так, долины крупных рек Северного Зауралья располагаются большей частью в тектонически погруженных областях. При пересечении реками крупных положительных структур, что вообще наблюдается крайне редко, долины резко сужаются, происходит выпадение большинства надпойменных террас (долина р. Сев. Сосьвы у с. Бедкаш при пересечении Северо-Сосьвинского мегавала, долина р. Казым у с. Кислор при пересечении Мозямско-Полуйского вала и т. д.). Ориентировка мелких речек и ручьев часто предопределена также тектонической структурой осадочного чехла, что нашло свое выражение в отчетливой угловатости их изгибов и преобладании направлений, совпадающих с господствующими простираниями тектонических структур Северного Зауралья.

Можно привести большое количество примеров унаследованного развития тектонических структур осадочного чехла на протяжении всего мезокайнозойского времени и отражения этой унаследованности в современном рельефе. Поэтому нельзя согласиться с утверждениями некоторых исследователей Западной Сибири (Краснов, 1962; Чочиа, Кузин, 1964) о том, что для ледниковой зоны Западной Сибири, в которой находится рассматриваемая территория, «невозможно установить зависимость между структурными условиями ... и современным рельефом». Преимущество в развитии рельефа привело к тому, что новейшие тектонические движения в совокупности с экзогенными процессами создали почти все главные черты современного рельефа (морфоструктура). Лишь отдельные элементы этих крупнейших геоморфологических образований обусловлены экзогенными процессами.

Поверхность рассматриваемой территории представляет собой ряд разновозрастных и различных по генезису равнин, которые по ведущему формирующему процессу делятся на выработанные и аккумулятивные. Несмотря на различную морфологическую выраженность, равнины имеют и общие черты.

## 1. КОМПЛЕКС ВЫРАБОТАННЫХ РАВНИН

По своим структурным особенностям выработанные поверхности могут быть отнесены к двум типам: структурно-денудационные и аструктурно-денудационные. В основу этого разделения положен тектоно-генетический принцип.

В большинстве случаев денудационные поверхности располагаются в областях крупных возвышенностей, имеющих связь с крупными положительными структурами в осадочном чехле, и тем самым отражают результат новейших и унаследованных движений.

Структурно-денудационные поверхности, морфологически выраженные грядовыми равнинами, широко распространены в Северном Зауралье. Грядовые равнины образованы обычно мелкодеформированной поверхностью дочетвертичных пород, несущей параллельно-грядовой рельеф сложного генезиса. Отдельные микроформы этого рельефа пред-

ставляют собой четкие невысокие гряды, протягивающиеся параллельно друг другу на несколько километров.

Аструктурно-денудационные поверхности охватывают обширные и самые различные участки территории Северного Зауралья. Морфологически они выражены полого-увалистыми и полого-волнистыми равнинами. Граница между такими поверхностями весьма условна, т. к. ведущие рельефообразующие процессы для большинства из них одни и те же: эрозия, плоскостной смыв и делювиально-солифлюкционные процессы. Совокупность вышеперечисленных факторов и привела к переработке первичного водноледниково-аккумулятивного рельефа, который господствовал в Северном Зауралье после максимального оледенения. Поэтому возраст большинства денудационных поверхностей принимается верхнечетвертичным, хотя субстрат, в котором выработан денудационный рельеф, образован ледниковой и водноледниковой аккумуляцией среднечетвертичного времени, а общая выровненность территории возникла еще в палеогене.

Наиболее отчетливо выражены полого-увалистые равнины на возвышенностях Сев. Люлин-Вор, Люлин-Сав, Сибирские увалы и Мужинский Урал. В первых трех районах аструктурно-денудационный рельеф возник на месте водноледниково-аккумулятивного. Равнины здесь, как и в других областях Северного Зауралья, сложены, как правило, флювиогляциальными песками усть-ляпинской толщи (Захаров, 1964) и впоследствии расчленены густой сетью долин ручьев и ложбин временных водотоков на полого-увалистые участки. Долины ручьев и рек, осваивающих полого-увалистые равнины, глубокие, как правило, асимметричные и имеют крутые уклоны. Склоны долин крутые и обычно выпуклые. Днища выстланы грубообломочным материалом. При выходе из пределов полого-увалистых равнин на более низкие геоморфологические уровни характер долин отчетливо изменяется: они заметно выполаживаются, падение водотоков уменьшается и увеличивается меандрирование. Очень часто долины рек, ручьев и временных водотоков прорезают флювиогляциальный плащ, вскрывая валунные суглинки усть-ляпинской толщи и дочетвертичные породы.

На Мужинском Урале полого-увалистая равнина явилась результатом эрозивной переработки в верхнечетвертичную эпоху прибрежно-морской аккумулятивной среднечетвертичной равнины, сложенной прибрежно-морскими песками мужинской пачки салехардской толщи (Чочиа, 1962; Захаров, 1964). Облик полого-увалистой равнины на прибрежно-морских осадках близок вышеописанным аструктурно-денудационным равнинам. Отличия заключаются в лучшей морфологической выраженности первой и в присутствии на ней серии более или менее параллельных гряд, поросших бором-белошником. Эти гряды являются или береговыми валами салехардского моря, или дюнами, закрепленными древесной растительностью.

Полого-волнистые равнины составляют значительную часть между-речий Северного Зауралья и обычно являются переходным звеном между плоскими водноледниково-аккумулятивными равнинами и типичными денудационными поверхностями. Границы между ними большей частью нечеткие. Выделение этих равнин производится часто лишь по гипсометрии и различию в приповерхностных отложениях. Иногда в пределах полого-волнистых равнин наблюдаются совершенно плоские участки.

Некоторые исследователи (Кузин и др., 1961) считают, что рельеф крупных междуречий северо-западной части Западной Сибири обладает определенной ярусностью. Топогеодезические работы и геологические

исследования, выполненные в большом объеме Тюменским геологическим управлением, свидетельствуют, что такой ярусности не существует.

Полого-волнистые равнины сложены водноледниковыми песками усть-ляпинской толщи часто с цоколем из моренных суглинков этой же толщи и редко из дочетвертичных пород. Довольно значительная мощность плаща четвертичных отложений, через который не просвечивает рельеф поверхности дочетвертичного субстрата, и не столь интенсивные, как в областях полого-увалистых равнин, новейшие движения обусловили своеобразные денудационные формы рельефа. Это пологие невысокие гряды, плоские невысокие округлые холмы и грядобразные широкие волны с расплывчатыми очертаниями.

Полого-увалистые и полого-волнистые равнины обычно приурочены к областям воздымающихся крупных тектонических структур. Так, денудационные равнины наблюдаются почти на всем протяжении Северо-Сосьвинского мегавала, Мозямско-Полуйского вала и т. д. В то же время в отдельных участках имеются денудационные поверхности, и не связанные с тектоническими структурами, а обусловленные близостью низкого местного базиса эрозии (некоторые участки правобережья р. Обь и левобережья р. Сев. Сосьва в верхнем течении).

Помимо обычных для денудационных равнин свежих форм эрозионного расчленения эти поверхности несут довольно частые и хорошо выраженные следы неотектонических подвижек в виде оборванной древней гидросети и сквозных долин. Особенно многочисленны эти формы рельефа в бассейнах рек Сысконсынья и Сумысья, приходящихся на приподнятые участки Северо-Сосьвинского мегавала. Происшедшая здесь перестройка рельефа и гидросети была весьма значительна, т. к. прежняя гидрографическая сеть имела существенно иные направления и располагалась в совершенно других орографических условиях по сравнению с современными.

Очень часто узкие полосы полого-увалистых равнин окаймляют обширные междуречные пространства Северного Зауралья, отделяя плоские водноледниковые и морские аккумулятивные равнины от долин крупных рек. Иногда в таких районах водноледниковый плащ полностью или частично уничтожен эрозией, и рельеф этих территорий выработан в ледниковых суглино-супесях усть-ляпинской толщи (левобережье р. Вогулка).

## 2. КОМПЛЕКС АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН

Аккумулятивные поверхности, у которых эрозионные процессы не смогли по той или иной причине изменить их первоначальный аккумулятивный облик, представлены плоскими равнинами. Ими занята большая часть территории Северного Зауралья. Наибольшим распространением пользуются плоские равнины с водноледниково-аккумулятивным рельефом. Они располагаются на различных гипсометрических уровнях (но не ниже 100 м), обычно интенсивно заболочены и не имеют характерных водноледниковых форм рельефа. Слагают эти поверхности обычно пески усть-ляпинской толщи самой различной зернистости и сортировки. Отсутствие форм типичного водноледниково-аккумулятивного рельефа мы объясняем своеобразием условий, в которых происходило таяние льдов: выровненностью и интенсивной обводненностью территории и затрудненным стоком в эпоху оледенения. Малые уклоны поверхности и присутствие неглубоко залегающих мерзлых грунтов способствуют заболачиванию плоских равнин.

Эрозионное расчленение плоских водноледниково-аккумулятивных равнин невелико. Крайне редкие водотоки имеют совершенно неразработанные долины с очень плоскими и заболоченными днищами. Руслла часто теряются среди крупных низинных болот. Эрозионная деятельность таких водотоков ничтожна. Крупные реки, текущие по плоским равнинам, имеют пологосклонные, неглубоко врезанные, широкие долины, у которых заболочены не только днища, но даже склоны.

Подобная плоская равнина располагается в области среднечетвертичной морской аккумуляции в бассейне р. Сыни. От вышеописанных водноледниково-аккумулятивных поверхностей эта равнина отличается несколько большим эрозионным расчленением и иным характером заболоченности, что обусловлено глинистым составом слагающих эту равнину отложений. Равнина располагается главным образом на высотах 80—100 м.

Возраст и генезис субстрата, в котором выработан современный рельеф Западной Сибири, до настоящего времени остается предметом острых дискуссий. Результаты исследований тюменских геологов свидетельствуют о неточностях в имеющихся геологических картах Западной Сибири и картах четвертичных отложений под редакцией С. А. Яковлева (1958) и И. И. Краснова (1961). Обширные междуречные пространства северо-запада Западной Сибири, показанные на названных картах сложенными ледниковыми отложениями максимального оледенения, образованы в действительности водноледниковыми осадками. Все предыдущие исследователи Западной Сибири значительно преувеличивали размеры зырянского оледенения, что нашло отражение на вышеупомянутых картах. По мнению тюменских геологов, льды зырянского оледенения далеко в пределы низменности не проникали. Достоверные следы этого оледенения установлены лишь в узкой полосе Зауралья, протягивающейся вдоль Урала шириною в несколько десятков километров. Поэтому возраст основных плоских равнин на междуречных пространствах Северного Зауралья мы считаем среднечетвертичным.

К комплексу аккумулятивных равнин относятся террасовые поверхности долин крупных рек. Речными долинами занята большая часть территории Западной Сибири. Крупные реки (10—14-х порядков) имеют обычно хорошо разработанные долины с двумя или тремя надпойменными террасами. Свое местоположение речные долины крупных рек на значительном протяжении унаследовали от более древней гидросети.

Наиболее древние элементы долин являются озерно-речными образованиями.

Возникновение современных речных долин приходится на время существования обширной озерно-аллювиальной равнины, появившейся после ухода ледника в северо-западной и центральной частях Западной Сибири. По месту наилучшей морфологической выраженности эта равнина получила название ялбыньинской (р. Ялбынья — правый приток р. Сев. Сосьва). Сложена равнина равномерно переслаивающимися алевроитами, глинами, песками (ялбыньинская толща; Захаров, 1964).

Возникновение ялбыньинской озерно-аллювиальной равнины было вызвано избыточным увлажнением, обусловленным высоким уровнем морского водоема на севере низменности, обильным недавним поступлением огромных масс талых ледниковых вод и выровненностью территории (все дочетвертичные впадины были заполнены ледниковыми и водноледниковыми отложениями). Формирование равнины, по данным



палеонтологических определений, относится к казанцевскому времени. Выделение и прослеживание этой равнины имеют большое значение для установления размеров зырянского оледенения. Так, на междуречье Сев. Сосьвы и Сыни, где на всех геологических картах и картах четвертичных отложений Западной Сибири были показаны зырянские ледниковые образования, наблюдаются отчетливые крупные ложбины стока талых ледниковых вод. Но эти ложбины, как и вся водораздельная поверхность, с приближением к долине р. Сев. Сосьвы срезаются Ялбыньинской озерно-аллювиальной равниной, и песчаные зандровые осадки уходят под ялбыньинскую толщу.

Поверхность равнины в Северном Зауралье неоднородна в геоморфологическом отношении. Обычно она плоская, сильно заболоченная, но на участках, испытывающих новейшие восходящие движения, приобретает облик полого-волнистой и даже полого-увалистой равнины (бассейн р. Куновата в верхнем течении и бассейн р. Лыхма в нижнем течении — район Мозямско-Полуйского вала). В осевой части Мозямско-Полуйского вала (левобережье р. Бобровка) равнина становится эрозионной. Подобный структурный участок Ялбыньинской равнины наблюдается в осевой части Северо-Сосьвинского мегавала (у. с. Бедкаш). Названные участки равнины столь интенсивно расчленены постоянно обновляющейся и растущей сетью оврагов, ложков, глубоких долин ручьев и рек, что совершенно утратили равнинный характер.

В пределах Верхне-Кондинского свода — крупной тектонической структуры в осадочном чехле — ялбыньинская равнина, сохраняя свой обычный облик плоской равнины, имеет участки структурно-денудационного рельефа, приходящиеся на выступы поверхности дочетвертичных пород, перекрытые маломощным (несколько метров) чехлом аллювия. Параллельно-грядовой рельеф этих выступов просвечивает через столь тонкий чехол и почти всегда отвечает небольшим положительным тектоническим структурам осадочного чехла. Это важный диагностический признак при поисках нефтегазоперспективных структур в этой области. Денудационные полого-волнистые и полого-холмистые поверхности в виде узких полос наблюдаются в пределах ялбыньинской равнины в местах, подмываемых крупными реками (правобережье Обп от с. Нязямы до с. Карымкары и др.).

Границы ялбыньинской озерно-аллювиальной равнины обычно четкие и часто образованы хорошо выраженными эрозионными уступами. При выходе из «материков», образованных, как правило, водноледниковыми отложениями, в пределы озерно-аллювиальной равнины многочисленные реки и ручьи сливаются в сугубо равнинные реки с очень небольшими уклонами русел. Поверхность Ялбыньинской озерно-аллювиальной равнины несет множество озер и следов древних озер. В пределах равнины находятся крупнейшие болотные массивы — урочища. Располагается ялбыньинская равнина на абсолютных высотах: бровка 60—80 м, тыловой шов — 90—120 м. Локальные деформации поверхности равнины, вызванные неотектоническими подвижками, приводят к воздыманию тылового шва до отметок 140—150 м (бассейны рек Висим, Лыхма, Сортыня). Ширина равнины превышает в отдельных районах 100 км (долина Оби).

Речной аккумулятивный тип рельефа в Северном Зауралье представлен тремя надпойменными и двумя пойменными террасами. Самой древней и самой широко распространенной террасовой поверхностью является **третья надпойменная терраса**. Аккумулятивная третья терраса имеется лишь у самых крупных рек Северного Зауралья: Обь, Сев. Сосьва, Кызым, Сыня, Куноват, Волья, Ляпин, Хулга. В бас-

сейне р. Конды третья надпойменная терраса не выделяется. Поверхность, отвечающая по времени формирования третьей надпойменной террасе других рек, в бассейне р. Конды ни по морфологии, ни по характеру слагающих отложений не отделяется от ялбыньинской озерно-аллювиальной равнины.

Третья надпойменная терраса является наиболее древним уровнем речной аккумуляции. Образование ее связывается с послезырянским временем на том основании, что ее аллювий в Приуральской части низменности вложен в ледниковые отложения зырянского оледенения и содержит в верхней части теплолюбивые спорово-пыльцевые остатки. Последнее свидетельствует о том, что завершение формирования террасы приходится уже на каргинское время. Низы аллювия террасы, по-видимому, переходят в водноледниковые осадки этого оледенения. Аллювий террасы представлен преимущественно песчаными отложениями, в которых неравномерно распределены невыдержанные по мощности прослой супесей, суглинков и глин.

Поверхность террасы ровная, располагается обычно на отметках 40—60 м. Аномальные изменения высот, вызванные как денудацией, так и неотектоническими причинами, установлены в пределах 30—80 м. Тридцатиметровые отметки поверхности террасы известны в междуречье Казыма и Куновата, а 80-метровые высоты террасы имеет в междуречье Лыхмы и Бобровки, т. е. над одной из самых резко выраженных тектонических структур Зауралья — над Мозямским валом.

В некоторых районах Западной Сибири (как правило, на тектонически погруженных участках) третья надпойменная терраса приобретает облик озерно-аллювиальной равнины (бассейн среднего течения р. Казым — Надымская впадина, бассейны верхних течений рек Хулга, Сыня — Ляпинский мегапрогиб и др.). Здесь поверхность террасы сильно заболочена и покрыта большим количеством озер самой различной формы и величины. Заболоченные участки в виде крупных урочищ из грядовых болот и бугристых торфяников наблюдаются почти на всей площади террасы. Плоская поверхность террасы на значительной части ее распространения сохраняет первичный аккумулятивный рельеф, но типичных следов речной деятельности в виде старичных понижений или береговых валов не наблюдается.

**Вторая надпойменная терраса** занимает не столь значительные площади, как третья, но зато присутствует в долинах очень многих рек. У крупных рек ширина второй надпойменной террасы достигает иногда 60—70 км (реки Обь, Сев. Сосьва). Обычно же вторая терраса образует небольшие, прерывистые полосы, появляющиеся то у одного, то у другого склона долины. Сложена терраса существенно песчаными отложениями. Очень часто на поверхности второй террасы небольших рек произрастает бор-беломошник. В то же время часто на террасе развиты болота, занимающие иногда всю ее поверхность (долины рек Бол. Тап, Мулымья, Амня и др.). Поверхность террасы плоская и несет редкие следы речного рельефа в виде нечетких старичных понижений. В некоторых районах на поверхности террасы наблюдаются плохо сохранившиеся береговые валы и эоловые гряды (реки Конда, Эсс, Амня, Лесминьеган, Мал. Сосьва и др.).

Высота второй надпойменной террасы у крупных рек 25—40 м. Иногда бровка террасы снижается до 20 м, а тыловой шов поднимается на 50 м. Такие аномальные искривления объясняются, как и в предыдущих случаях, неотектоническими движениями и денудационными процессами. Превышение второй террасы над урезом воды в долинах небольших рек составляет обычно 7—12 м, а у крупных рек

12—15 м. Над поверхностью первой надпойменной террасы вторая возвышается на 3—6 м, хотя между ними наблюдались всего лишь метровые уступы (р. Назым). Образование террасы относится с известной долей условности к каргинскому веку — на основании положения террасы в рельефе и заключенных в ее аллювии остатков теплолюбивых растений.

**Первая надпойменная терраса** присутствует в долинах всех рек и крупных ручьев. В долине р. Обь первая терраса имеется в виде отдельных небольших фрагментов и приурочена главным образом к устьям крупных рек. В долинах мелких рек терраса имеет непрерывно-прерывистый характер: присутствуя на всем протяжении реки, она обычно расчленена на сегменты узкой полоской поймы, окаймляющей русло реки. Многие исследователи относят выделяемую нами первую надпойменную террасу у небольших рек к высокой пойме на основании обнаруживаемых на отдельных участках террасы следов паводковых вод. Затопление этих участков происходит лишь в случае появления ледяных заторов и вызванных ими подпруживаниями рек. Мы наблюдали свежие следы паводковых вод на поверхности второй надпойменной террасы р. Сысконсынья, что было вызвано кратковременной ледяной плотиной, создавшей аномально высокий подъем талых вод в реке.

Высота первой террасы у крупных рек составляет 17—30 м. Превышение над меженным уровнем 6—12 м, у мелких рек и ручьев превышение над урезом воды колеблется в пределах 4—8 м. Наблюдаемые локальные повышения поверхности террасы, как правило, вызываются новейшими движениями.

Первая терраса уверенно отделяется от пойм и второй надпойменной террасы по характеру рельефа и растительности. На первой террасе обычно наблюдаются четкие следы пойменного периода в виде многочисленных стариц, старичных понижений прирусловых валов и небольших песчаных дюн, закрепленных растительностью.

Терраса поросла смешанным хвойным лесом с незначительной примесью лиственного. Поверхность террасы часто интенсивно заболочена. Слагают террасу пески и супеси с редкими линзами суглинков и глин, накопленных в старицах. Время формирования первой надпойменной террасы охватывает сартанский век и часть голоцена. Такая датировка основана на следующих фактах. На Приполярном Урале тюменские геологи наблюдали вложение аллювия первой надпойменной террасы в морену сартанского горнодолинного оледенения. В бассейне р. Сев. Сосьва и в низовьях Иртыша верхняя часть аллювия террасы содержит спорово-пыльцевые остатки теплолюбивых растений.

К речному аккумулятивному типу рельефа относятся две пойменные террасы, имеющиеся в долинах всех рек и ручьев. Оба уровня представляют собой плоские поверхности современной речной аккумуляции, периодически находящиеся под воздействием паводковых вод. Речные пойменные террасы обычно интенсивно заболочены и несут большое количество проток, стариц, озер.

На всех вышерассмотренных равнинах и речных террасах широко развиты **поверхности фитогенной и лимногенной аккумуляции**. Огромные болотные массивы-урочища занимают площади, измеряемые тысячами квадратных километров, и иногда располагаются на нескольких разновозрастных плоских равнинах. На торфяниках, которыми образованы с поверхности эти массивы, наблюдаются многочисленные и разнообразные формы мерзлотного рельефа: бугры пучения, гряды, провальные воронки, мелкие озера.

Многочисленные и обширные болота являются наиболее четким индикатором новейших движений и тем самым дают надежный ключ к познанию хода развития рельефа Западной Сибири, что очень важно для предстоящего интенсивного промышленного освоения. В то же время постоянные движения болот маскируют истинную картину геоморфологического строения территории Западной Сибири, т. к. многие геоморфологические границы оказываются погребенными трансгрессирующими болотами. В таких случаях единственным критерием при геоморфологическом районировании являются результаты геологических исследований.

В северо-западной части Западной Сибири широко развит речной эрозионный тип рельефа, представленный серией уступов, разделяющих все вышерассмотренные террасовые поверхности. Выраженность уступов различная. Четкие уступы между террасами наблюдаются в районах, испытавших в позднечетвертичное время устойчивые воздымания. Некоторые из уступов совпадают с глубинными разломами в палеозойском фундаменте, переходящими в осадочный чехол. Такие эрозионно-тектонические уступы имеют исключительно отчетливую выраженность. Примерами этих уступов могут являться тыловые швы Ялбыньинской озерно-аллювиальной равнины в междуречье Ялбыньи и Кырсима и в междуречье Ялбыньи и Висима. Еще более четкий эрозионно-тектонический уступ на огромном протяжении отделяет Западно-Сибирскую низменность от Уральских гор. Он даже просвечивает через плащ ледниковых и водноледниковых отложений зырянского оледенения в тех местах, где эти отложения уцелели от последующего размыва.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Захаров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего Приобья и Северного Зауралья и их корреляция. Тез. докл. к Всесоюз. совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Кузин И. Л., Рейнин И. В., Чочиа Н. Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенении. Тр. ВСЕГЕИ, т. 64, 1961.
- Кузин И. Л., Чочиа Н. Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. к Всесоюз. совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Чочиа Н. Г., Галеркина С. Г. и др. Мужинский Урал и его геологическое строение. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.
-

# НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ОБЬ-ЕНИСЕЙСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ РЕЛЬЕФА

---

Б. В. МИЗЕРОВ,

В. А. БОГДАШЕВ, Г. Ф. КУЗНЕЦОВА

(Новосибирское территориальное геологическое управление  
и Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

Материалом для настоящей статьи послужили исследования Новосибирского геологического управления с целью выявления локальных структур для проведения более детальных работ на нефть и газ в пределах обширных интенсивно заболоченных и затаеженных пространств, охватывающих современное Обь-Енисейское междуречье. Исследования проводились совместно с Лабораторией геоморфологии и неотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР и включали целый комплекс работ. Тематические геологические и геоморфологические работы сопровождалась площадной съемкой, картировочным бурением и структурно-поисковым бурением, которое проходило по двум профилям, пересекающим Обь-Енисейский водораздел по линиям р. Кеть — р. Кас и р. Тым — р. Сым. Это позволило изучить строение более глубоких горизонтов мезокайнозойского чехла и выявить особенности фациального состава слагающих его осадков.

Специальные геоморфологические исследования проводились параллельно с аэровизуальными наблюдениями, дешифрированием контактной печати, анализом многочисленного картографического материала и морфометрическими построениями. По методике В. П. Философова (1960) были построены карты асимметрии речных долин и бассейнов, порядков долин и базисных поверхностей по долинам водотоков третьего, четвертого, пятого, шестого и седьмого порядков. Анализ продольных профилей рек с выделением зон аномальных уклонов проводился по методике Ю. А. Мещерякова (1957). В результате всего комплекса работ был получен весьма обширный и довольно интересный фактический материал. Его анализ позволил восстановить общую картину характера и направленности новейших тектонических движений (рис. 1), наметить их взаимосвязь с движениями более ранних эпох кайнозойской и мезозойской эр (рис. 2) и выделить в пределах исследованного региона две зоны поднятий — Сочур-Тымскую и Каджитскую и три зоны опусканий — Кас-Сымскую, Максимоярскую и Приобскую. Эти зоны, а также осложняющие их более мелкие как отрицательные, так и положительные структуры различных порядков имеют общее северо-западное направление. В этом же направлении наблюдается общее погружение их осей, которые одновременно испытывают дополнительные воздымания и погружения.

Сочур-Тымская зона поднятий. Наиболее крупная зона поднятий — Сочур-Тымская — совпадает с главной водораздельной линией Обь-Енисейского междуречья. Ширина зоны в среднем составляет

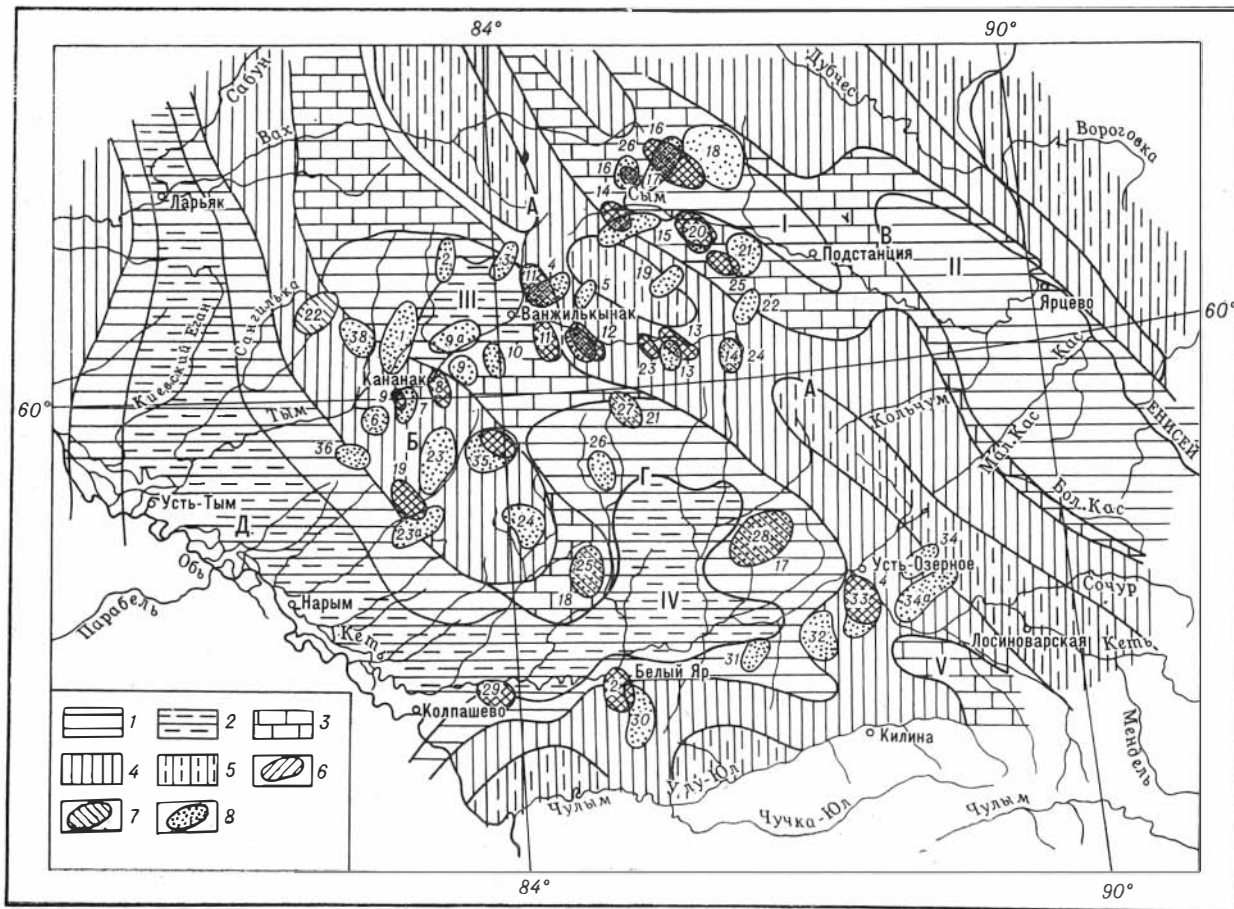


Рис. 1. Схема новейших движений Кеть-Тымского Приобья. Составили В. А. Богдашев, Б. В. Мизеров и Г. Ф. Кузнецова (1961 г.). Масштаб 1 : 2500000.

1 — области опусканий; 2 — области наибольших опусканий; 3 — области опусканий, периодически сменяющиеся компримированными поднятиями; 4 — области поднятий; 5 — области, испытывающие максимальные поднятия;

А — Сокур-Тымская зона поднятия; Б — Каджитская зона поднятия; В — Кас-Сымская зона прогибов; Г — Максимоярская зона прогибов; Д — Приобская зона прогибов.

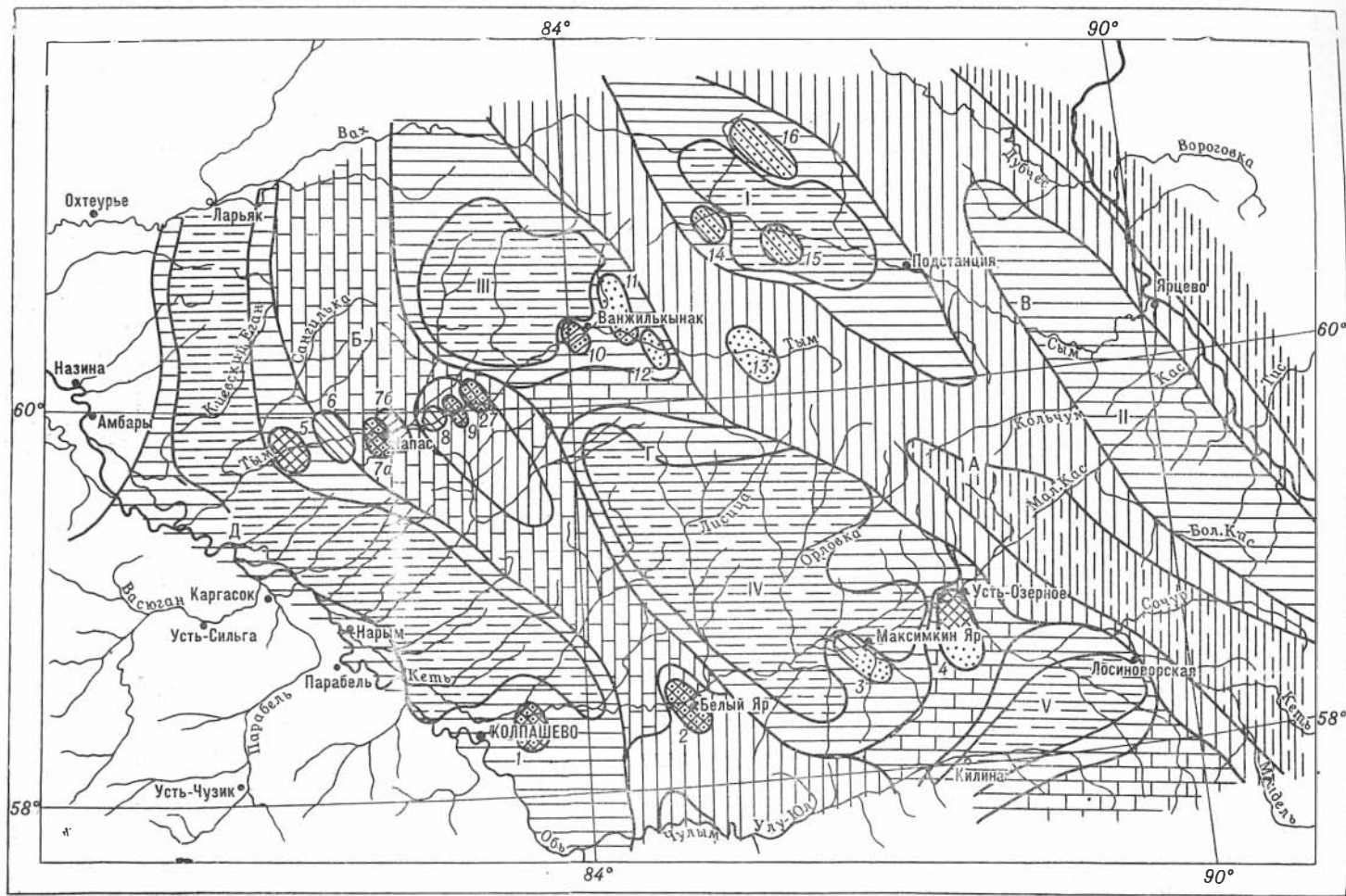
Локальные поднятия (структуры III порядка): 6 — установленные по геологическим данным; 7 — установленные по геоморфологическим данным; 8 — установленные по морфометрическим данным.

Локальные депрессии: I — Сымская; II — Касская; III — Поделгинская; IV — Орловская; V — Аленкинская.

Примечание. Поднятия, установленные по комплексу ветвящихся знаков.

казываются наложением соответствующих и/или некоторых данных, по-

80 км, а протяженность — более 400 км. С востока она отделяется Кас-Сымской зоной опусканий от резко выраженных в рельефе морфоструктур Енисейского кряжа, значительно приподнятых, по-видимому, по системе разломов над окружающей их территорией. На западе Сочур-Тымская зона поднятий граничит с Максимоярской зоной опусканий, от центральной части которой в сторону описываемой зоны происходит быстрое воздымание слоев мезокайнозойских отложений с одновременным сокращением мощностей отдельных свит и частичным выклиниванием их. Сочур-Тымская зона была установлена нами по материалам геолого-геоморфологических съемок в 1956 г. (Е. А. Дидрихс и др., 1961). Выявленная в пределах нее структура второго порядка, хорошо выраженная по более глубоким горизонтам, протягивается от верховий р. Кети к верховьям р. Тыма. Она известна в литературе под названием Усть-Озернинского вала (Н. Н. Ростовцев, 1956) или Усть-Озерного вала (А. А. Булыникова и В. С. Сурков, 1962). Вал выделен по данным аэромагнитной и гравиметрической съемок и подтвержден в дальнейшем буровыми и сейсморазведочными работами. Как крупная положительная структура он существовал, по-видимому, еще в палеозое. Рост его продолжался на протяжении всей мезозойской эры. В связи с этим в отдельные эпохи Сочур-Тымская зона поднятий служила своеобразным барьером, который ограничивал проникновение морских трансгрессий к востоку, поэтому ее западный склон являлся областью сопряжения морских и континентальных фаций. В целом вся Сочур-Тымская зона по нижним горизонтам осадочного чехла имеет асимметричное строение с более крутым западным склоном, амплитуда которого по юрским отложениям не превышает 1700—2000 м. Вверх по разрезу структура выполаживается, и по отложениям верхнего мела амплитуда поднятия ее составляет примерно около 100 м. О погружении оси зоны и ослабняющих ее структур в северо-западном направлении свидетельствуют выходы более древних меловых отложений, развитых в пределах юго-восточной части этой структуры — южнее р. Озерной. В северо-западном направлении по оси структуры верхнемеловые отложения последовательно сменяются все более и более молодыми отложениями преимущественно палеогенового возраста. Тектонические движения в пределах этой зоны достаточно активно проявлялись вплоть до современного времени, что нашло свое отражение в рельефе поверхности и особенностях ее строения. В частности, западный склон структуры хорошо подчеркивается зонами аномальных падений рек, что, вероятно, можно связывать с асимметричным строением ее по нижним (юрским) горизонтам. Наблюдаемые на отдельных участках перегибы продольных профилей р. Тым и ее правых притоков и р. Кеть с резким увеличением уклонов (до двух метров на километр) располагаются почти по прямой линии. По-видимому, им отвечают крупные разрывные нарушения либо зоны глубинных разломов, предположительно устанавливаемые по морфометрическим данным. Имеющиеся материалы свидетельствуют о некоторых изменениях в знаке тектонических движений в различных участках описываемой зоны. Отдельные ее структуры, расположенные в более северных районах (Тым-Сымский участок и бассейн р. Вах в пределах Камсесского и Красносеверского поднятия, установленного Л. К. Зяtkовой, 1960), испытывают в современную эпоху наиболее интенсивные восходящие движения, что говорит о том, что в целом описанная морфоструктура является унаследованной структурой длительного развития.





Каджитская зона поднятий. Вторая зона поднятий — Каджитская — имеет более сложное строение и не повсеместно достаточно четко находит прямое отражение в рельефе. От Сочур-Тымской зоны поднятий она отделяется Максимоярской зоной опусканий, расположенной от нее к востоку, а с запада окаймляется Среднеобской впадиной. Осевая линия этой зоны проходит с юго-востока на северо-запад в направлении, примерно прослеживаемом по линии С. Белый Яр на р. Кеть — с. Кананак на р. Тым. Северным продолжением ее в бассейне р. Вах, по-видимому, является Сабунская зона поднятий, установленная Л. К. Зятьковой (1961). Ширина зоны, достигая в пределах долины р. Тым 120 км, несколько сокращается на юге, составляя в среднем в долине р. Кеть 60 км.

Впервые Каджитское поднятие было выделено по материалам маршрутных геолого-геоморфологических исследований в бассейне р. Тым (В. А. Николаев, 1949). В дальнейшем в результате геологической съемки в бассейнах рек Вах и Тым (Шацкий, 1963) это поднятие, прослеживаемое в бассейне Ваха, получило название Камсесского вала. В 1959 г. по материалам бурения и геофизики Н. Н. Ростовцев выделил в пределах этой зоны пояс Пыль-Караминского и Белоярского валов, а затем в 1960 г. Ф. Г. Гурари на своей структурной схеме показывает весь этот пояс как единый Пыль-Караминский вал. Отдавая дань истории и сохраняя приоритет, мы называем описываемую зону поднятий Каджитской. Зона осложнена рядом положительных структур второго порядка, разделенных узкими прогибами. Наиболее активно формирование Каджитской зоны и более мелких структур ее осуществлялось на протяжении всей мезозойской эры и второй половины кайнозоя. На широте долины р. Тым зона имеет несколько асимметричное строение. Амплитуда поднятия ее западного крыла по юрским отложениям составляет более 400 м, восточного — около 300 м. По тем же отложениям здесь оконтуривается ряд локальных поднятий. В последующие этапы развития ось зоны несколько смещается то в сторону с. Напас, то в направлении к с. Кананак. По верхнемеловым и третичным отложениям зона выражена очень слабо и выглядит почти как моноклиналь, осложненная небольшим перегибом и локальными поднятиями и прогибами. Южнее, на широте долины р. Кети, Каджитская зона имеет пологий западный склон с амплитудой по юрским отложениям в 300 м и ступенчатый, осложненный перегибом, восточный склон, имеющий общую амплитуду в 400 м. В пределах междуречья Кети и Елтыревой со второй половины палеогенового периода наблюдается обратный знак движений, что привело к формированию пролива, соединяющего Орловскую локальную депрессию с Приобской зоной опусканий (см. рис. 1). В поздчетвертичную и современную эпохи Каджитская зона испытывает довольно энер-

Рис. 2. Схема тектонических движений мезокайнозоя Кеть-Тымского Приобья. Составили В. А. Богдашев, Б. В. Мизеров и Г. Ф. Кузнецова (1961 г.). Масштаб 1 : 2500000.

Территории, испытывающие отрицательные движения: 1 — области опусканий; 2 — области наибольших опусканий; 3 — области опускания, периодически сменяющиеся компенсированными поднятиями. Территории, испытывающие положительные движения: 4 — области поднятий; 6 — области наибольших поднятий; 6 — области поднятий, периодически сменяющиеся компенсированными опусканиями. Локальные поднятия (структуры III порядка): 7 — установленные по геофизическим данным; 8 — установленные по колонковому бурению; 9 — установленные по данным геологической съемки. Структурные элементы Кеть-Тымского Приобья. Зоны поднятий: А — Сочур-Тымская; Б — Каджитская. Зоны прогибов: В — Кас-Сымская; Г — Максимоярская; Д — Приобская. Локальные депрессии: I — Сымская; II — Каская; III — Поделгинская; IV — Орловская; V — Улу-Юльская.

Примечание. 1 — поднятия, установленные по комплексу всех или некоторых данных, покажутся наложением соответствующих знаков; 2 — название локальных поднятий см. табл. 1.

Характеристика локальных структур III порядка, выявленных и изученных методами

Наименование годнятий	Местоположение	Параметры				Геологические					
		по каким отложениям	размеры, км	амплитуда	ориентировка осей	по каким данным выявлено			установлено		
						геофизика	колонковое бурение	геол. съемка	по кровле палеозоя	юры	верхн. мела
Усть-Реченское	Левобережье р. Кеть, в 50 км выше устья у с. Усть-Речка	Сг <sub>2</sub>	17×25	35	ССЗ	Сейсмика	По Pg и Сг <sub>2</sub>	в Q	+	+	+
Белоярское	Левобережье р. Кеть у с. Белый Яр	—	15×32	45	СЗ	То же	по Pg и Сг <sub>2</sub>	в Q	+	+	+
Чворское	р. Кеть, в 10 км к ЮЗ от с. Максимкин Яр	По отражающему горизонту «В»	10×37	130	СЗ	»	—	в Q и Pg <sub>3</sub>	+	+	—
Катайгинские	р. Кеть, Кеть-Катайгинское междуречье к ЮЗ от с. Усть-Озерное	Сг <sub>2</sub>	20×40	>20	ССЗ	»	по Pg и Сг <sub>2</sub>	в Q и Pg	+	+	+
Кулеевское	р. Тым, в р-не с. Кулеево	—	3×20	≈50	СЗ	»	по Pg и Сг <sub>2</sub>	?	+	+	+
Варганжинское	р. Тым, в р-не с. Варганжина	По отражающему горизонту «В»	25×35	≈200	СЗ	»	—	?	+	+	—
Напасское	р. Тым, в р-не с. Напасс	Pg <sub>2</sub>	15×25	≈20	СЗ	—	по Pg	в Q	?	?	+
		Сг <sub>2</sub>	15×25	≈30	СЗ	—	по Сг <sub>2</sub>	—	—	—	+
Каджитское	р. Тым, в р-не с. Каджи	По отражающему горизонту «в <sub>1</sub> »	7×14	≈100	СВ	Сейсмика	по Сг <sub>2</sub>	—	+	+	—
Кананакское	р. Тым, в р-не с. Кананак	По отражающему горизонту «в <sub>1</sub> »	9×20	≈150	ССЗ	То же	по Pg <sub>1-2</sub> и Сг <sub>2</sub>	в Q и Pg	+	+	+
Ванжилыское	р. Тым, в р-не с. Ванжилы	Pg <sub>1-2</sub>	10×20	20	СЗ	?	—	—	?	?	+
Ажарминское	р. Тым, к С-В от с. Ванжилы	Pg	13×40	38	ССЗ	?	по Pg и Сг <sub>2</sub>	в Q и Pg	?	?	?
Перлякское	р. Тым, к Ю-В от с. Ньюльдорово	Q	Ориентировочно 10×15	≈ 10	СЗ	?	?	в Q	?	?	?
Джагдакское	р. Тым, в р-не рч. Джагда	По кровле Pg	20×35	≈ 20	СЗ	?	?	в Pg	?	?	?
Альсымское	р. Сым, в бассейне его притока р. Альсым	Q	15×25		СЗ	Аэромагнитка	?	в Q и Pg	+	?	+
Килинское	р. Сым, у заимки Килина	Q	18×30		СЗ	То же	?	в Q и Pg	+	?	+



Наименование поднятий	Местоположение	Параметры				Геологические					
		по каким отложениям	размеры, км	амплитуда	ориентировка оси	по каким данным выявлено			Установлено		
						геофизика	колонковос бурение	геол. съемка	по кровле палеозой	юрн	верхн. мела
Топкинское	р. Сым, в бассейне его притока р. Топка	Q	17×40		СЗ	Аэромагнитка	?	в Q и Pg	+	?	?
Тоголинское	В междуречье рр. Орловка и Тоголика	—	20×40	?	СВ	Не изучалось					
Кызуrowsкое	Правобережье р. Лисицы	—	15×30	—	С	»					
Березовское	р. Пайдугина, у с. Березовка	По кровле Pg и Q	15×25	≈30	СЗ	?	?	в Pg и Q	?	?	?
Пайдугинское	Верхнее течение р. Пайдугина	По Pg и Q	10×25	58	СЗ	?	?	в Pg и Q	?	?	?
Урикидское	Истоки р. Лисицы	—	13×22	?	ССЗ	Не изучалось					
Сангильское	Истоки р. Сангильки	—	20×31	?	СВ						
Юрковское	р. Тым, у устья рч. Юрковка	Q	15×15	8—13	СЗ	Аэромагн.	?	в Pg и Q	?	?	?
Хушмунское	Вершина р. Тым	—	13×20	?	С	Аэромагн.	Не изучалось				
Пурченское	Вершина р. Пурче	—	10×23	?	СЗ	Не изучалось					
Тунсымское	р. Сым, в р-не рр. Тунсым и Сумемсым	Q	?	15—17	?	?	?	Q	?	?	?

гичное поднятие и расширяется за счет прилегающих к ней впадин. В краевых участках этой зоны формируются локальные поднятия.

Приобская зона опусканий. С запада Каджитская зона граничит с Приобской зоной опусканий, крупной отрицательной морфоструктурой. Она вытянута в общем северо-западном направлении, а ось расположена в правобережье долины Оби. Севернее устья р. Тым она меняет свое простираие с северо-западного на меридиональное и, несколько суживаясь, сменяется севернее Ларьякским прогибом (Зяtkова, 1960). Ширина зоны по долине р. Тым около 50 км. Амплитуда погружения ее по юрским отложениям в пределах западного борта достигает 150 м, а по восточному — более 400 м. На широте р. Кеть эта зона в целом несколько приподнята, а амплитуда ее здесь несколько превышает 300 м. Мощностъ осадочного чехла в наиболее погруженной ее части колеблется от 2800 до 3000 м и более. В новейшее время она продолжает развиваться как крупная депрессия, хорошо выраженная в современном рельефе. В пределах этой зоны широко развиты террасы и озерно-аллювиальные равнины, прилегающие к долине Оби. Осевая линия зоны во времени постепенно и последовательно испытывает смещение в юго-западном направлении, приближаясь к современному руслу Оби за счет вовлечения в область опусканий ее левобережной зоны. Правобережная зона Оби, расположенная в пределах восточного крыла Приобской зоны опусканий, втягивалась в то же время в область поднятий. Одновременно она являлась запад-

признаки		Геоморфологические признаки												
в отложениях		осушенные участки	наличие спущенных или террасированных озер	болотные течения	эрозия, расчлененность	долины суженные	спрямление русла	увеличение уклонов, перепады	врезанные меандры	повышенные уровни поймы и террас	легко выраженные борозды	резкие изгибы, смещение русла, старые брошенные и высячие долины	глубкий состав долинного аллювия	центробежное расположение водотоков
палеогена	антропогена													
+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
		+	-	+	+	+	+	+	+	?	+	-	?	+
		+	-	Слаб.	+	+	+	+	-	+	+	-	?	+
+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	-
+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	+	-
		+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	-	?	+
		+	-	?	+	-	-	+	-	-	+	-	?	+
+	+	+	-	-	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
		+	-	+	+	+	+	+	-	-	+	-	?	+
?	+	+	+	-	+	+	-	+	-	+	+	-	+	-

ным крылом Каджитской зоны поднятий, испытывающей довольно энергичные положительные движения.

Максимоярская зона опусканий отделяет Сочур-Тымскую зону от Каджитской зоны поднятий и характеризуется довольно сложным геологическим строением. Протягиваясь широкой полосой (до 200 км) в северо-западном направлении, зона включает в себя целый ряд локальных депрессий — Тегульдетскую \*, Улу-Юльскую, Орловскую, Поделгинскую, которые разделены поперечными валообразными поднятиями (Улу-Юльским, Средне-Чулымским, Корбылинским). Продолжением этой зоны на юге можно считать систему минусинских впадин, а на севере — Корликовский прогиб (Л. К. Зяткова, 1961). Наиболее погруженная часть ее с глубиной залегания юрских отражающих горизонтов 2800 м располагается в районе с. Лымбель-Карамо на р. Тым. Западное крыло зоны в районе пересечения его долиной р. Кеть сравнительно неширокое, крутое, с общей амплитудой опускания до 400 м. Вероятно, оно совпадает с дизъюнктивными нарушениями, которые восточнее с. Белый Яр прослеживаются по более глубоким горизонтам и в фундаменте. Восточное крыло Максимоярской зоны опусканий имеет амплитуду порядка 700 м. Вверх по разрезу происходит выполаживание охарактеризованной отрицательной структуры. По кровле сымской свиты (сенон-датский ярус) она улавливается с трудом.

\* Эта депрессия расположена за пределами исследованного региона — южнее его.

Мощность мезокайнозойских отложений в пределах описываемой структуры ориентировочно 2800—3000 м.

В новейшее время происходит оживление тектонических движений с сохранением отмеченного выше знака в центральных частях депрессии, окраины которой вовлекаются в общее поднятие, в связи с чем в их пределах значительно сокращается мощность четвертичных отложений, имеющих при этом более пестрый фациальный состав. К осевым участкам впадин мощность четвертичных отложений заметно увеличивается до 50—60 м, а фациальный состав в области погружения, также как и в пределах других отрицательных структур, изменяется в сторону преобладания более мелко- и тонкозернистых отложений. Осложняющие эту зону более мелкие структуры — депрессии и валообразные поднятия — хорошо фиксируются по морфометрическим и геоморфологическим показателям.

**Кас-Сымская зона опусканий.** К востоку от Сочур-Тымской зоны поднятий, в бассейнах рек Кас и Сым располагается Кас-Сымская зона опусканий, непосредственно окаймляющая с запада Енисейский кряж — крупную резко приподнятую морфоструктуру. На юге Кас-Сымская зона опусканий, по-видимому, замыкается в бассейне р. Кемь. Достигая в бассейне р. Кас ширины 200 км, она суживается к северу и затем, расширяясь в бассейне р. Сым до 200 км, вновь несколько суживается и прослеживается в верхнем течении р. Вах. Глубина залегания фундамента в центральной части зоны составляет 1600—2000 м. Зона достаточно хорошо обособляется по мезозойским отложениям, которые представлены исключительно континентальными песчано-глинистыми образованиями средней юры, а также верхней юры и мела. Указанная зона сформировалась на месте обширной палеозойской депрессии, известной в литературе под названием Касской впадины (Булыникова, 1960), выполненной мощной толщей нормальных осадочных отложений девона. Таким образом, Кас-Сымская зона опусканий является унаследованной структурой, последовательно развивавшейся начиная с верхнего палеозоя до настоящего времени. В пределах зоны установлены две четко обособленные локальные депрессии — Касская и Сымская, разделенные Кольчумским поднятием, ответвляющимся от Сочур-Тымской зоны поднятий. Амплитуда Сымской впадины по кровле верхнемеловых отложений достигает более 80 м. В центральной части ее развиты верхнеолигоценовые угленосные отложения некрасовской серии. Впадина четко фиксируется по данным морфометрических исследований. В новейшее время она вовлечена в общее поднятие, которое с конца мелового периода захватило восточную половину Обь-Енисейского междуречья. Несмотря на это, значительная мощность четвертичных и палеогеновых отложений в осевой части впадины и комплекс геоморфологических признаков и морфометрических показателей свидетельствуют о ее некотором относительном опускании. Сопряжение Кас-Сымской зоны опусканий с морфоструктурами Енисейского кряжа, по-видимому, осуществляется по системе крупных нарушений и глубинных разломов (?).

Для всех вышеописанных морфоструктур (зон поднятий и зон опусканий) характерны следующие закономерности: общее северо-западное простирание (реже субмеридиональное) с общим погружением их осей в том же направлении, асимметричное строение, при котором более крутым является юго-западный склон структур, что особенно хорошо вырисовывается по нижним горизонтам осадочного чехла — по кровле нижнеюрских и среднеюрских отложений. Не менее характерным является унаследованность в развитии (как в плане, так и по знаку

движений) от более ранних эпох к современной с выполаживанием основных структур второго порядка вверх по разрезу. Устанавливается в общих чертах совпадение Сочур-Тымской и Каджитской зон поднятий с зонами сопряжения геоструктур домезозойского фундамента — структур герцинской складчатости с салаирской и салаирской с архейской, протерозойской и байкальской (В. С. Сурков, 1962). Зоны сопряжения геотектонических структур фундамента являются наиболее напряженными участками. К ним приурочены наиболее крупные тектонические нарушения и, по-видимому, глубинные разломы, по которым неоднократно происходили дифференцированные глыбовые перемещения, вызывавшие деформацию вышележащих толщ с образованием полных волновых структур.

Не останавливаясь на возрасте структур фундамента и времени их консолидации, что достаточно полно освещено в ряде обобщающих работ (Коровин, 1956; Дербилов, 1960; Ростовцев, 1961), обратим внимание лишь на пространственную связь простираний основных структурных элементов фундамента и, следовательно, зон их сопряжений с простиранием структур мезокайнозойского чехла, общий характер которых показан на приведенных нами схемах (см. рис. 1, 2).

Кратко охарактеризованные выше зоны поднятий и опусканий, возникнув в конце палеозоя (?), унаследованно развивались на протяжении всего мезозоя. В это время наряду со структурами северо-западного простирания широкое развитие получают структуры субширотные — поперечные валообразные поднятия и разделяющие их впадины, поперечные прогибы.

В новейшее время исследуемая территория испытала оживление тектонических движений, которые в общем плане и по знаку в основном следовали движениям мезозойской эры. Такие крупнейшие морфоструктуры, как Приобская зона прогибов и Сочур-Тымская зона поднятий, отвечающие соответственно современной долине Оби и современному Обь-Енисейскому водоразделу, являются областями длительного развития. В их пределах один и тот же знак движений в общих чертах сохранялся на протяжении всей кайнозойской истории, сменяясь, однако, в отдельные эпохи на обратный в тех или иных районах. В пределах остальных зон при общем унаследованном характере знака движений в разные эпохи мезозойской и кайнозойской эр отмечается, кроме того, смещение сводов отдельных структур второго порядка. Так, например, ось Каджитского (Пайдугинского) вала, как это устанавливается по результатам морфометрического анализа, в отдельные эпохи испытала неоднократные смещения, размах которых на широте р. Кеть составлял порядка 100 км (от с. Белый Яр до г. Колпашева).

Отличительной особенностью новейших тектонических движений являются общее преобладание поднятий над опусканиями, в связи с чем наблюдается сокращение размеров впадин за счет разрастающихся областей поднятий, а также преобладающее развитие структур северо-западного простирания. На границе областей, испытывающих движения различного знака, и в пределах положительных структур второго порядка в новейший этап тектонических движений осуществляется активное формирование локальных структур, а наибольшее погружение испытывают Среднеобская зона и Касская впадина Кас-Сымской зоны опускания (см. рис. 1).

Согласно классификации локальных структур, предложенной Ф. Г. Гурари (1962), в охарактеризованном регионе устанавливаются три группы поднятий. В первую входят поднятия, устойчиво развивающиеся на протяжении всего мезокайнозоя, к которым можно отнести

Белоярское, Усть-Реченское, Катайгинское, Кулеевское и Кананакское. Амплитуда их по юрским отложениям достигает 100—200 м, вверх по разрезу она уменьшается, измеряясь по палеогеновым отложениям первыми десятками метров. Эти поднятия находят выражение в морфометрических показателях. Ко второй группе относятся структуры, периодически развивающиеся в те или иные эпохи мезокайнозойской истории. В эту группу объединены Варгананжинское, Каджитское, Чворское, Ванжилъское и Напасское поднятия. Два последних устанавливаются лишь только по кровле верхнемеловых отложений и по нижним горизонтам палеогеновых осадков с амплитудой в 20—30 м. Возможно, в силу указанных обстоятельств они не картируются геоморфологическими методами и не находят отражения в морфометрических построениях. Третья группа структур, самая обширная, объединяет поднятия, развивающиеся в новейшее время. Связь их со структурами глубоких горизонтов на данном этапе исследований еще не везде установлена в связи с тем, что на этой территории не были поставлены более детальные геофизические исследования. Большинство упомянутых структур приурочено к Сочур-Тымской и Каджитской зонам поднятий и к краевым частям депрессий. Из шестнадцати структур этой группы шесть выявляется исключительно на основании геоморфологических признаков и подтверждается морфометрическими построениями. Амплитуда их, учитывая данные морфометрии, ориентировочно за плиоцен-голоценовый отрезок времени составляет более 10 м. Десять других поднятий, установленных по геологическим, геоморфологическим и морфометрическим показателям, одновременно подтверждаются данными геофизики.

Помимо описанных поднятий, выявленных полным комплексом указанных методов, по морфометрическим данным выделено еще двадцать структур (табл. 2). Большинство этих структур находит прямое выражение в рельефе. Наиболее активными среди них считаются структуры, которые характеризуются большими значениями остаточного рельефа (до 20 м и более) и имеют амплитуду по разности базисных поверхностей третьего и четвертого порядков не менее 20 м. К числу таких структур относятся Кананакское, Березовское, Аль-Сымское, Килинское, Еголдоковское, Уткинское и Южно-Кельминское поднятия.

Наряду с многочисленными геоморфологическими признаками, широко применяемыми при изучении новейших движений земной коры в пределах заболоченных и затаеженных аккумулятивных равнин Западной Сибири (Рагозин, 1948), для выделения поднятий, кроме того, нами использовались и другие. Это — осушенные участки поверхности, спущенные и террасированные озера, болотные течения, увеличение уклонов рек, врезанные меандры, относительно повышенные участки пойм и террас, четкие борта долин, резкие изгибы русел, смещение русла, «мертвые» русла и «висячие» долины, грубый состав аллювия, радиальный рисунок гидросети и другие показатели.

Отмеченные выше активно подновляющиеся поднятия (с амплитудой в 20 м) характеризуются почти полным комплексом перечисленных признаков, при отсутствии одного-двух из них, в то время как у большинства остальных структур (с амплитудой в 10 м и менее) отсутствует от трех до семи признаков. Таким образом, намечается неплохая сходимость качественной оценки локальных структур геоморфологическими показателями с морфометрическими данными, характеризующими величину относительного поднятия их в новейшее время. Все локальные структуры, выявленные в процессе геолого-геоморфологической съемки, прослеживаются в отложении



Таблица 2

## Структуры, установленные по данным морфометрического анализа

№ поднятия по чертежу	Наименование поднятия	Местоположение	Размеры, км	По каким порядкам базисных поверхностей установлено				Выраженность в рельефе			Связь локальных структур со структурами II порядка	Контуры локальных поднятий		
				2-го	3-го	4-го	5-го	прямой	обращенный	полуобращенный		четкие	нечеткие	
1	Викторовское	р. Тым, в междуречье пр. Косец и Лымбелька	15×35		+			+			Тымская впадина		+	
2	Тайлашинское	р. Тым, пр. Лымбелька к востоку от верховья	125×25		+	+		+			Северное крыло Тымской впадины		+	
3	Левоподелгинское	р. Тым, пр. Поделга в р-не рч.левой Поделги	15×20		+	+		+					+	
5	Копкесское	р. Тым, правый пр. Копкес	7,5×20		+	+			+		Сочур-Тымский вал	+		
9	Пыль-Караминское	р. Тым, южнее с. Пыль-Карамо	12,5×19		+			+			Каджитский вал	+		
9а	Лымбельское	р. Тым, в устье пр. Лымбелька	12,5×25	Выделяется по характерному расположению останцов								Тымская впадина		+
10	Корбыльское	р. Тым к востоку от пр. Корбылька	7,5×20	+						+	Южно-Тымский вал		+	
11	Нюльядровское	р. Тым, с. Нюльядрово		+	+					+			+	
17	Унтуглинское	р. Сым, пр. Унтугла	10×40			+		+			Сымская впадина		+	
19	Пулановское	р. Сым, рч. Пулановка	12,5×20		+	+		+		+	Южное крыло Сымской впадины	+		
22	Верхне-Пурченское	р. Сым, верховье пр. Пурче				+		+			Каджитский вал	+		
23	Березовское	р. Пайдугина в междуречье Березовки и Пайдугиной	15×40		+			+				+		
24	Жигаловское	р. Кеть, в верховьях пр. Елтырева	17,5×25		+			+			Коноваловский вал	+		
26	Райгинское	—	15×25		+			+				+		
32	Уткинское	р. Кеть, пр. Утка	15×30		+					+	В зоне сопряжения Южно-Кетского и Сочур-Тымского валов	+	+	
34	Северо-Кельминское	р. Кеть, к северу от пр. Кельма	4,5×25		+	+	+	+			Сочур-Тымский вал		+	
34а	Южно-Кельминское	р. Кеть, к югу от пр. Кельма	17,5×50		+	+	+			+		+		
36	Чамжельское	р. Тым, пр. Чамжелька	10×20		+					+	Каджитский вал	+		
37	Асеевское	р. Вах, пр. Асес-Еган	20×25		+	+			+		Вахский вал	+		
38	Косецкое	р. Тым, пр. Косец, междуречье Косца и Мал. Косца	15×25	+				+			Каджитский вал	+		

ях более глубоких горизонтов осадочного чехла вплоть до юрских отложений и кровли палеозойского фундамента там, где имеются соответствующие геофизические и буровые работы. При этом намечаются некоторые, возможно, закономерные связи, которые проявляются в том, что чем больше амплитуда структуры по нижним горизонтам и чем слабее она выражена по верхним горизонтам разреза, тем отчетливей вырисовывается структура в морфометрических показателях и вместе с тем характеризуется наиболее полным комплексом геоморфологических признаков. В связи с этим предлагаемая методика, по-видимому, может быть рекомендована для выявления локальных структур второго порядка с последующей проверкой их сейсморазведочными работами.

В последние годы на территории Обь-Енисейского междуречья проводятся региональные геофизические исследования с применением сейсмозондирования, которые позволяют выделить по тем или иным отражающим горизонтам юрской системы аномальные приподнятые зоны небольших размеров (от 25—15 до 35—20 км). Эти зоны могут рассматриваться как группы локальных поднятий. Проведенные на территории Западно-Сибирской низменности геологические и гидрогеологические исследования показали, что большинство локальных поднятий в мезозойском чехле образовалось над эрозионно-тектоническими выступами фундамента. Последние приурочены к определенным тектоническим зонам (осевым частям антиклинорий, погребенным хребтам и т. д.), на месте которых в результате последующих тектонических движений формировались локальные поднятия. Причем внутри группы поднятий расстояние между ними меньше, чем размеры самих поднятий. В последние годы проведенные региональные геофизические исследования в пределах Пайдугинского (Каджитского) вала позволили наметить по отражающему горизонту «в» пять приподнятых аномальных зон — Пайдугинскую, Косецкую, Северо-Кананакскую, Березовскую и Куржинскую. Две из них (Пайдугинская и Березовская) почти полностью совпадают с Березовской и Еголдоковской структурами, намеченными нами по морфометрическим данным. Остальные зоны пока еще сопоставить не удастся. Возможно, что в их пределах структуры, намечаемые по данным морфометрии, имеют несколько более мелких сводов и поднятий.

В заключение следует отметить, что в новейшем этапе истории развития рельефа, охватывающем неоген-четвертичное время, наиболее ярко вырисовываются три рубежа коренной его перестройки, когда отдельные этапы увеличения контрастов последовательно сменялись этапами выравнивания, осуществлявшимися преимущественно за счет преобладания процессов аккумуляции.

Наиболее крупный этап перестройки рельефа приходится на границу между неогеновым и четвертичным периодами, а два последующих соответственно предшествуют среднеплейстоценовой и позднеплейстоценовой эпохам осадконакопления. В позднечетвертичную эпоху наиболее четкое выражение в рельефе получают Каджитская и Сочур-Тымская зоны поднятий, причем последняя, поднимаясь наиболее энергично, превращается в отчетливо геоморфологически обособленное междуречье, отделяющее бассейн Оби от бассейна Енисея. Новейшие тектонические движения в целом проявились достаточно ярко и повсеместно. Следуя в общем плане и по знаку движениям мезозойской эры, они привели к некоторой перестройке структур и сыграли основную роль в формировании рельефа. Они нашли свое прямое отражение в своеобразии и деталях геоморфологического строения этой обширной

территории и сказались в развитии и конфигурации гидрографической сети, подчеркивающей особенности строения рельефа этого обширного региона, охватывающего современный Обь-Енисейский водораздел.

Естественно, что изложенные материалы ни в коей мере не претендуют на исчерпывающее освещение всех затрагиваемых вопросов, они дают лишь самое общее впечатление о характере тектонических движений, проявляющихся в отложениях платформенного чехла восточной окраины Западно-Сибирской низменности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Боголепов К. В., Левцов А. П. К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.— В кн.: «Тектоника Сибири», т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Булыникова А. Н. и Сурков В. С. Материалы по геологии Западно-Сибирской низменности, № 2. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части ЗСН». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новый нефтяной базы СССР. Под ред. Н. Н. Ростовцева и А. А. Трофимука. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Гурари Ф. Г. Геология и нефтегазоносность мезозойских и кайнозойских отложений южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности. (Автореф. докт. дисс.). Новосибирск, 1962.
- Дербигов И. В. Элементы тектоники Западно-Сибирской низменности и вопросы методики ее исследования. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Зятыкова Л. К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Коровин М. К. Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири. Тр. ГГГИ ЗСФАН СССР, вып. 15, 1956.
- Ростовцев Н. Н. Тектоническая схема Западно-Сибирской низменности по подошве платформенных мезокайнозойских отложений с элементами палеотектоники (дежурный вариант 1959 г.). Тр. Сиб. науч.-иссл. ин-та геол., геофиз. и мин. сырья, вып. 7, 1961.
- Сурков В. С. Тектоника юго-восточной части ЗСН по геофизическим данным.— В кн.: «Тектоника Сибири», т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Рагозин Л. А. О геоморфологическом проявлении тектонических структур на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Тр. 2-го Всесоюз. геогр. съезда, т. 2, 1948.
-

# КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА ПРЕДАЛТАЙСКОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

---

А. М. МАЛОЛЕТКО

(Томский государственный университет)

Предалтайская часть Западной Сибири (Предалтай) включает в себя Салаирский кряж, юго-западную окраину Кузнецкой котловины, Неня-Чумышскую и Бийско-Барнаульскую впадины и предгорья Алтая между широтным отрезком долины р. Оби и северным фасом Алтая. Неотектоника этой территории изучена слабо, хотя первые сведения по этому вопросу в литературе появились 40 лет назад.

Впервые новейшие тектонические движения на Салаирском кряже были описаны Б. Ф. Сперанским (1923—1924), считавшим, что послетретичные сбросо-сдвиги являются важным фактором и современной пластики, и современной гидрографии района. Взгляды Б. Ф. Сперанского на неотектонику формировались под влиянием работ В. А. Обручева. По мнению Б. Ф. Сперанского, в четвертичное время происходило общее поднятие страны, на которое наложена серия локальных клиновидных перемещений. Эта точка зрения поддерживалась А. А. Зенковой и А. Л. Матвеевской (1937).

Л. А. Варданянц (1931) предполагал, что к началу четвертичного периода Салаирский кряж, Кузнецкая котловина и Кузнецкий Алатау составляли орографически единое целое и оформились как составные части современного рельефа в одну из орогенических фаз четвертичного времени. Г. П. Болгов (1933) образование террас салаирских рек связывал с неоднократными эпейрогеническими поднятиями и опусканиями. В настоящее время, по мнению Г. П. Болгова, Салаир также испытывает поднятие. М. А. Усов (1936) величину этого поднятия оценил в несколько сантиметров в год.

В. А. Обручев (1936) считал крутой северо-восточный склон Салаирского кряжа (уступ Тырган) фасом очень молодого четвертичного сброса. Такой же точки зрения придерживался и В. Д. Фомичев (1940). В развитии рельефа Салаирского кряжа Н. Н. Соколов (1935, 1936) важную роль отводил новейшим тектоническим движениям. Он предполагал, что недавние поднятия обусловили образование antecedentных участков долин. По его мнению, Причумышская депрессия испытала в послеледниковое время поднятие, однако не компенсировавшее значительное опускание ее в ледниковую эпоху.

М. А. Усов (1937), анализируя материалы А. М. Кузьмина и В. М. Пономарева по району г. Камня, пришел к выводу о весьма существенных вертикальных движениях земной коры во второй половине антропогена. М. П. Нагорский (1941) считал, что основные черты рельефа Обь-Чумышской (Бийско-Барнаульской) впадины созданы чет-

вертикальной тектоникой. По его мнению, Обь-Чумышский водораздел образовался в межледниковую эпоху в результате тектонического поднятия. Ануйская и Камышенская депрессии в предгорьях Алтая также представляют весьма пологие тектонические складки — волны, а Ануйский увал — антиклинальное поднятие.

В 1952 г. А. И. Москвитин выступил со статьей по вопросу о происхождении боровых ложин Степного Приобья, которые он считал следами грабенов, проступающих сквозь мощную толщу рыхлых третичных и четвертичных отложений, перекрывающих здесь породы палеозойского фундамента. В один из таких грабенов, по А. П. Москвитину, заключено низовье р. Чумыш.

Е. Н. Шукина (1956), основываясь на различных отметках залегания коры выветривания, предположила дизъюнктивное происхождение северных крутых склонов Колыванского и Ануйского увалов в левобережье р. Оби.

Повторными прецизионными нивелировками установлены поднятия в районе Новосибирска (Фиалков, 1956) и в районе северо-западного окончания Салаирского кряжа (Мещеряков, 1960). Интенсивность поднятия увеличивается с приближением к горным сооружениям юга Западной Сибири. Район Бийско-Барнаульской впадины по линии Новосибирск — Семипалатинск испытывал в последние десятилетия опускания.

Приведенный обзор свидетельствует о значительном разнообразии взглядов на неотектонику Предалтая. Однако все авторы сходятся на мнении, что в кайнозойе здесь действительно имели место тектонические движения, которые нашли себе то или иное отражение в геологическом строении и особенностях рельефа. Материалы последних лет позволяют дать более развернутую характеристику новейших тектонических движений Предалтая и их морфологического выражения.

Кайнозойская тектоника Предалтая является естественным продолжением верхнемелового тектонического этапа. В ларамийскую тектоническую фазу (конец мела) Салаир был несколько приподнят над окружающими впадинами. Максимальное поднятие кряж испытывал по своему северо-восточному склону, где перемещение масс происходило по подновленным палеозойским разломам. К этому же времени относится и заложение Бийско-Барнаульской синеклизы. Образование этой структуры связано с прогибанием жесткой Барнаульской глыбы относительно складчатых структур. В эоцене и особенно в олигоцене развитие синеклизы шло за счет погружения ближайших окраин горных сооружений. Об этом можно судить по расширению площади накопления соответствующих отложений.

В олигоцене произошло и образование северного фаса Алтая. Тектоническое происхождение фаса твердо установлено при разведке Белокурихинского месторождения термальных вод (Елманова, 1963). Скважиной 366, пробуренной в 3 км севернее фаса Алтая в районе с. Антоньевского, на глубине 155 м вскрыты темно-серые некарбонатные глины, содержащие богатый спорово-пыльцевой комплекс среднего олигоцена. Этот факт свидетельствует о том, что в среднем олигоцене в предгорьях Алтая уже существовала депрессия, в которой происходило накопление озерно-болотных глин.

К началу неогена предалтайская часть Западной Сибири приобрела все основные морфологические черты современного рельефа. К этому времени были сформированы крупные морфоструктуры района: Салаирский кряж, Бийско-Барнаульская и Неня-Чумышская впадины, Кузнецкая котловина, фас Алтая. Неогеновые и четвертичные тектони-

ческие движения нашли отражение в дислокации более древних отложений, образовании антецедентных и подпруженных участков долин, деформации продольного профиля речных террас и глубоких эрозийных врезах. Нужно отметить, что и в это время, как и в мелу — палеогене, четко была выражена направленность в развитии тектонических структур. Салаирский кряж и Горный Алтай характеризовались положительными движениями, а окружающие их депрессии — отрицательными.

В неогене продолжалось формирование Бийско-Барнаульской синеклизы. Об этом можно судить по дислокации олигоценовых отложений. Последние образуют пологую синклиналиную складку субширотного направления с размахом крыльев до 150 км и величиной заложения 90—100 м. Максимальное погружение в неогене было приурочено к верховьям р. Касмалы. Интенсивное прогибание здесь компенсировалось накоплением мощной — более 100 м — толщи озерных и озерно-болотных отложений. Мощность неогеновых отложений на крыльях синеклизы обычно не превышает 40—50 м.

Одна из тектонических фаз приходится на границу среднего и верхнего плиоцена. Судя по положению подошвы миоплиоценовых отложений, прогибание Бийско-Барнаульской синеклизы в ее центральной части составило 40 м. На границе ниже- и среднечетвертичной эпох произошло значительное поднятие Салаира, вызвавшее формирование переуглубленных речных долин. Последние установлены бурением в ряде мест Салаирского кряжа и юго-западного Присалаирья.

Области верхнечетвертичных поднятий приурочены к Салаирскому кряжу и предгорьям Алтая. Салаирский кряж испытал сводовое поднятие, осевая часть которого имеет в плане форму дуги, обращенной выпуклостью к северо-востоку. Осевая линия сводового поднятия проходит на юге от устья р. Нени на с. Ельцовку (на р. Чумыш), далее совпадает с линией современного водораздела систем рек Чумыш и Иня. От верховий р. Суенги (правый приток р. Берди) осевая линия поднятия постепенно поворачивает на юго-запад, пересекая долину р. Бердь между устьями рек Бол, Ик и Хмелевка, и заканчивается в районе г. Камня, где поднятие постепенно затухает. Сводовое поднятие Салаира отвечает каледонским структурам кряжа, конфигурация которых, в свою очередь, контролируется глубинным Салаиро-Кузнецким разломом. С подновлением последнего и связана повышенная сейсмичность полосы вдоль северо-восточного склона Салаира (Масарский, Моисеенко, 1962).

Несколько иной характер приобрело тектоническое развитие Бийско-Барнаульской синеклизы в четвертичное время. В палеогене происходило неоднократное расширение границ этой структуры. В четвертичное время при поднятии Салаира положительными движениями была захвачена и периферия синеклизы. Вследствие этого меловые и палеогеновые отложения заняли более высокое гипсометрическое положение. Особенно четко деформация меловых и палеогеновых отложений выражена в районе г. Камня. По скважине 185 (пос. Рыбный) палеоген-датские отложения залегают на отметках 100 м ниже уровня моря, а в 15 км к северо-западу, у г. Камня (скв. 103) — на отметках плюс 30—50 м. Соответственно выше залегают и олигоценовые отложения. Флексурообразный изгиб меловых и палеогеновых отложений совмещается с зоной тектонического сопряжения каледонских складчатых структур Салаира и жесткой Барнаульской глыбы. Перемещение Салаира относительно глыбы происходило в процессе неоднократного подновления разлома, продолжающегося и в наши дни. Об

этом и свидетельствует повышенная сейсмическая активность этого района.

Суммарный результат тектонических движений в Предалтае выражен в дислокации поверхности верхнемелового выравнивания, фиксированной корой химического выветривания. В центральной части Бийско-Барнаульской синеклизы кора выветривания залегает на отметках 350 м ниже уровня моря; в Центральном Салаире она вскрывается горными выработками на отметках 400 м над уровнем моря. Таким образом, величина вертикального перемещения превышает 700 м.

Сводовое поднятие Салаира оказало большое влияние на развитие и морфологию речных долин. Для молодых рек, долины которых оформлены поймой и одной террасой, осевая часть поднятия явилась водоразделом, а крылья свода с однообразным уклоном сыграли решающую роль в заложении консеквентных рек (реки Тарьска, Касьма, Ур, Бачат, Тогул, Сунгуй, Аламбай, Татарка, Урап и др.). Крупные реки района — Обь, Чумыш, Бердь, Бия, заложившиеся до поднятия Салаира, выработали позднее на участках наибольшего поднятия антецедентные долины. Последние характеризуются значительной глубиной вреза в коренные породы при незначительной ширине. Склоны долины крутые, нередко отвесные, хорошо развиты врезанные меандры. Примером антецедентных долин может служить долина Чумыша между устьем р. Сары-Чумыш и с. Ельцовкой. Резким сужением ниже устья р. Нени, появлением выходов коренных пород отмечен антецедентный участок долины р. Бии. Такая же картина наблюдается и у г. Камня, где Обь пересекает Каменскую ветвь Салаирского кряжа. Р. Бердь дважды пересекает осевую линию Салаирского сводового поднятия, что нашло свое отражение и в морфологии долины.

С поднятием осевой части Салаирского кряжа связано подпруживание рек и образование здесь озеровидных расширений на участках долин, расположенных по течению выше поднятий. Одним из наиболее крупных (150×45 км) является озеровидное расширение долины Оби выше г. Камня. Меньшие размеры имеет расширение долины рек Чумыш и Сары-Чумыш в устьевой части последнего. Это озеровидное расширение расположено восточнее осевой линии Салаирского сводового поднятия. В образовании озеровидного расширения долины р. Нени решающую роль сыграло поднятие в приустьевой части реки погребенной раннекаледонской структуры, соединяющей Кивдинский массив Южного Салаира с Бийским горстом.

Тектонические движения верхнечетвертичного времени четко фиксируются деформацией продольного профиля террас при прохождении рек по зонам с различным знаком тектонических движений. В предгорной полосе, захваченной поднятием Алтая, относительная высота третьей террасы и ее цоколя уменьшается с удалением от гор. Так, терраса р. Катунь у с. Маймы, при выходе из Алтайских гор, имеет высоту 30—32 м при высоте цоколя до 7 м. В районе г. Бийска высота террасы уменьшается до 20—24 м при уменьшении и высоты цоколя. Цоколь в основании третьей террасы наблюдается и в долине р. Ануй. Высота цоколя у второго отделения совхоза «Алтай» достигает 2,6 м. В правобережье р. Оби, у с. Носково, основание террасы погружено на 10 м под уровень Оби.

В долине р. Чумыш 20-метровая терраса прослеживается от низовий до с. Мартыново, затем появляется лишь на Восточном Салаире в озеровидном расширении долины Чумыша при впадении р. Сары-Чумыш. У с. Вятского терраса имеет относительную высоту 25 м. Между с. Мартыново и устьем р. Сары-Чумыш, в области поднятия сводо-

вой части Салаира, река выработала крупные коренные меандры. Местами наблюдаются неширокие эрозионные площадки, возвышающиеся на 20 м над уровнем реки. Очевидно, эти площадки являются эрозионными террасами, отвечающими цокольной 20-метровой террасе. Увеличение высоты террасы в направлении к верховьям реки и особенно цоколя (с 1—2 до 20 м) является свидетельством поднятия осевой части кряжа. Вторая — цокольная — терраса р. Бердь прослеживается почти до ее верховьев. Высота террасы вверх по течению изменяется от 20 до 23 м при увеличении высоты цоколя с 1—2 м (с. Маслянино) до 12 м (с. Бол. Заимка). Деформация продольного профиля третьей террасы рек Обь, Чумыш, Ануй и второй террасы р. Бердь (каргинский возраст) свидетельствует о весьма интенсивных тектонических движениях в последующую сартанскую эпоху.

Рассмотренные особенности территории предалтайской части Западной Сибири позволяют сделать следующие выводы:

1. Современный рельеф Предалтая создавался под решающим влиянием неотектонических движений. Последние носили направленный характер и контролировались древними (палеозойскими) структурными элементами — как складчатыми, так и разрывными.

2. Размеры кайнозойских структур, как правило, крупнее структур палеозойского фундамента. Самостоятельные структуры, более мелкие, чем структуры фундамента, в кайнозое не формировались.

3. Деформации рыхлого чехла носили крупноскладчатый характер. Разрывные структуры в рыхлом чехле формировались лишь в зонах подновления древних палеозойских разломов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Болгов Г. П. О геологическом строении и полезных ископаемых Тарсыминского района на Салаире. «Вести. Зап.-Сиб. геологоразвед. треста», 1933, № 6.
- Варданянц Л. А. Мезозойская рыхлая толща и четвертичная тектоника как актуальные задачи геологии Западной Сибири. «Вестн. Зап.-Сиб. геологоразвед. упр.», 1931, № 2.
- Елманова Н. М. Новые представления о гидрогеологическом строении и ресурсах Белокурихинского месторождения термальных вод. Сборник: «Некоторые итоги гидрогеол. изучен. Алт. края». Новосибирск, 1963.
- Зенкова А. А., Матвеевская А. Л. Геологическое строение и полезные ископаемые СЗ части Салаирского кряжа. Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 38, 1937.
- Масарский С. И., Монсеенко Ф. С. О сейсмичности Алтая. «Геол. и геофиз.», 1962, № 8.
- Мещеряков Ю. А. К методике изучения морфоструктуры Зап.-Сиб. равнины. Тр. СНИИГГиМС, вып. 9, 1960.
- Москвитин А. И. Происхождение рельефа Степного Приобья. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 2.
- Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. Мат-лы по геол. Зап. Сибири, вып. 13 (55), 1941.
- Обручев В. А. Молодость рельефа Сибири. Сборник: «Академику В. И. Вернадскому», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Соколов Н. Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби в районе рек Чумыша и Берди. Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 15, 1935.
- Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк района работ Кузнецко-Барнаульской экспедиции. Мат-лы Кузнецк.-Барн. экспедиции 1931 г., ч. 3. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Сперанский Б. Ф. Изучение Горловского угленосного бассейна. — Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та, т. 3, вып. 2, 1923—1924.
- Сперанский Б. Ф. Материалы для геологии Горловского каменноугольного бассейна. Изв. Сиб. отд. Геол. ком-та т. 3, вып. 6, 1924.



- Усов М. А. Общий очерк геологической истории и полезных ископаемых Салаирского края. Сборник «Салаир». Новосибирск, Изд. ЗСГТ, 1936.
- Усов М. А. Основные результаты работ Зап.-Сиб. геолог. треста по изуч. четверт. геологии Зап. Сибири. «Вестн. ЗСГТ», вып. 1, 1937.
- Финалков Д. Н. Современные вертикальные движения земной коры в Зап. Сиб. низменности по материалам повторных нивелировок повышенной точности. Изв. Омск. отд. Географ. об-ва, вып. 1, 1956.
- Шукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. Сборник «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.
-

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ МОРФОСТРУКТУРЫ ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

О. М. АДАМЕНКО

(Западно-Сибирское геологическое управление)

Юго-восточная часть Западно-Сибирской низменности, расположенная в виде «залива» между горными сооружениями Алтая на юге, Салаирским кряжем на востоке и Томь-Колыванскими поднятиями на севере, называется Предалтайской равниной. Она представляет собой возвышенное расчлененное плато с абсолютными отметками 200—400 м. Лишь по глубоко врезынным речным долинам высоты рельефа уменьшаются до 160—120 м. На западе плато постепенно понижается и через Кулунду переходит в Западно-Сибирскую низменность.

В общих чертах Предалтайская равнина совпадает с границами степной части Алтайского края, в связи с чем ее часто называют Степным Алтаем. В тектоническом отношении Предалтайской равнине соответствует Кулундинская впадина (Ростовцев и др., 1964). По своей площади (130—140 тыс. км<sup>2</sup>) Степной Алтай можно сравнить с территорией Чехословакии.

Происхождением и развитием рельефа Предалтайской равнины занимались многие крупные геологи, геоморфологи и географы. Попытки объяснить особенности современного рельефа рассматриваемого района можно найти у Г. И. Танфильева (1902), И. И. Вилля (1900), В. А. Обручева (1938), Н. Н. Соколова (1935), И. П. Герасимова (1934, 1935, 1940), Б. Ф. Петрова (1948), П. А. Православлева (1933), Б. Ф. Сперанского (1939), М. П. Нагорского (1941), Ю. А. Кузнецова (1950), А. И. Москвитина (1952), В. А. Мартынова (1957, 1963), А. М. Малолетко (1960, 1962, 1963), О. М. Адаменко (1963а, 1963б, 1964) и многих других.

Современный рельеф Предалтайской равнины был сформирован и продолжает развиваться при активном взаимодействии двух основных рельефоформирующих факторов — тектоники и денудации. Длительная борьба этих сил, имевших на протяжении десятков миллионов лет мезозойско-кайнозойской истории различную интенсивность и направленность, привела в конце концов к оформлению крупнейшей отрицательной тектонической морфоструктуры I порядка — Западно-Сибирской материковой платформы, или геосинеклизы (Косыгин, Трофимук, 1965), частью которой является и Предалтайская равнина. На юго-востоке Западно-Сибирская материковая платформа граничит с такой же обширной положительной морфоструктурой I порядка — горным поясом Южной Сибири (рис. 1), который входит в состав крупнейшей положительной мезозойско-кайнозойской структуры — Центрально-Азпашский континентальный свод (Косыгин, Трофимук, 1965).

Пояс гор Южной Сибири распадается на несколько положительных морфоструктур II порядка, из которых в пределы рассматриваемой территории заходят окраинные части Алтая и Салаира, образовавшиеся в результате интенсивных олигоцен-четвертичных сводово-глыбовых поднятий.

Переходя к рассмотрению морфоструктур II и III порядков, отметим, что среди этих морфоструктур по характеру их исторического развития можно выделить несколько типов. Если новейшая положительная или отрицательная морфоструктура унаследованно развивалась на месте более древней, но тоже положительной или отрицательной структуры, то такие морфоструктуры обычно называются унаследованными и прямыми. В случае, когда современная морфоструктура наследует более древнюю, но знак ее противоположный (например, современное поднятие на месте древней впадины или наоборот), она относится к типу унаследованных обращенных. Такие морфоструктуры испытали в процессе своего развития инверсию тектонического режима. Если же современная морфоструктура не совпадает с древней и не обнаруживает никакой связи с ней, она получает название не унаследованной.

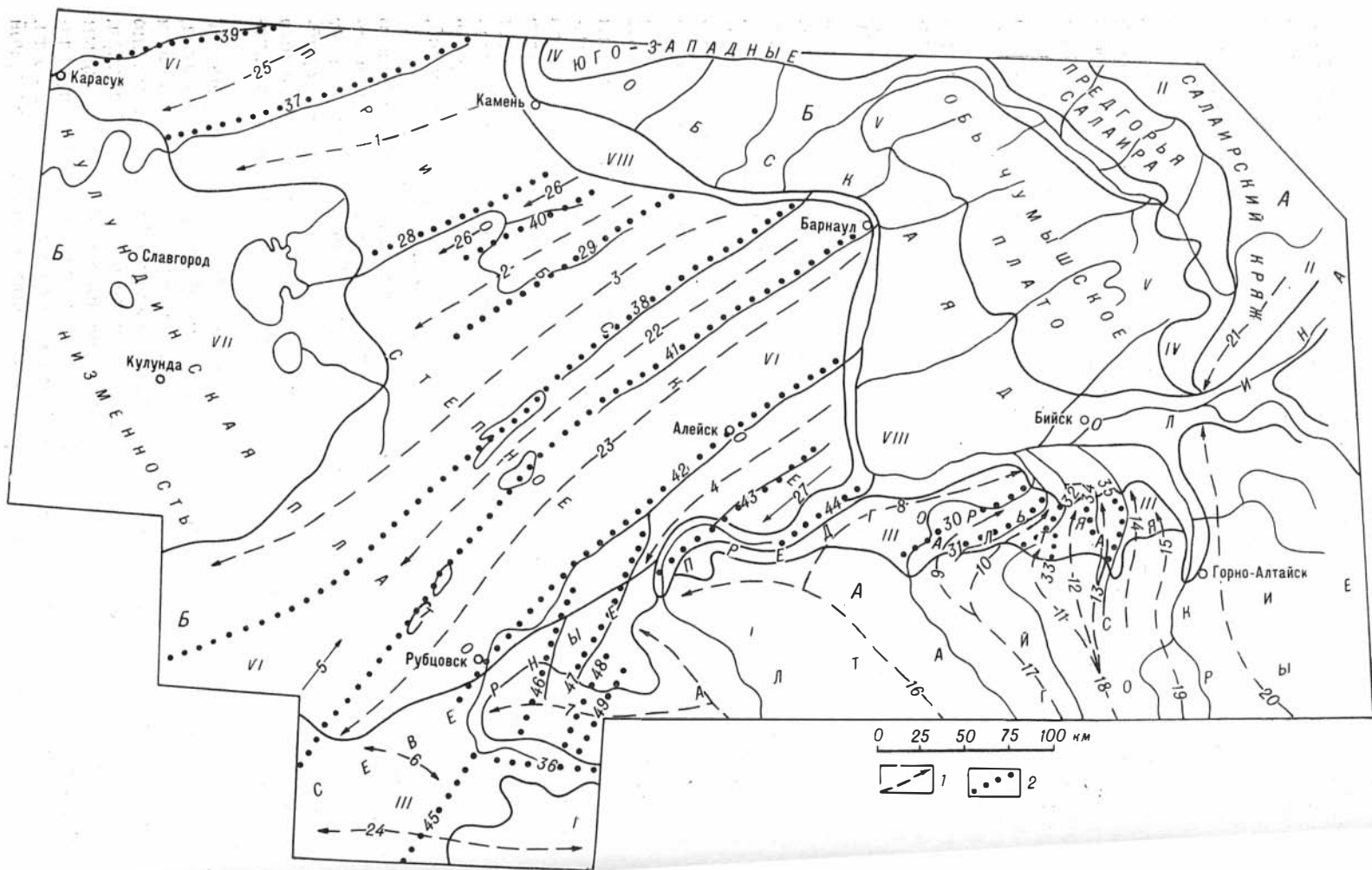
Остановимся кратко на особенностях развития окружающих Предалтайскую равнину новейших поднятий.

Алтайские горы имеют абсолютные высоты от 400—500 м на севере, вблизи фаса Алтая, до 3000—4500 м на юго-востоке. Амплитуда неотектонического (олигоцен-четвертичного) поднятия постепенно увеличивается с севера на юг от 200 до 3000 м (Лунгерсгаузен, Раковец, 1961). Алтай — это гигантский свод субширотного простирания, граничащий на севере с Предалтайской равниной по новейшему Белокурихинскому разлому (рис. 2), хорошо выраженному в рельефе в виде уступа, известного под названием «фас Алтая» (Обручев, 1915). Простирание северной части Алтайского свода не совпадает со структурным планом палеозойского фундамента, для которого характерны здесь северо-западные и меридиональные простирания. Однако направление более мелких составляющих Алтайского свода, являющихся по отношению к нему морфоструктурами III порядка — горных хребтов и разделяющих их долин — обычно достаточно хорошо соответствует палеозойским структурам. В северной части Алтая выделяется несколько хребтов, имеющих свои подземные (погребенные) продолжения в пределах Предалтайской равнины. Это Колыванский, Башелакский, Ануйский, Чергинский и Семинский хребты (см. рис. 1).

Салаирский кряж в виде дугообразного сводово-глыбового поднятия ограничивает Предалтайскую равнину с северо-востока и севера. Абсолютные высоты в пределах кряжа обычно колеблются от 400 до 600 м. Суммарная амплитуда олигоцен-четвертичного поднятия, видимо, не превышает 200—400 м. В южной части Салаирского кряжа выделяется Кивдинская гряда, имеющая подземное продолжение в пределах Предалтайской равнины.

Предалтайская равнина может быть подразделена на несколько достаточно четко обособленных морфоструктур II порядка, характеризующихся спецификой рельефа, геологического строения и тектонического режима. Среди положительных морфоструктур можно выделить северные предгорья Алтая, юго-западные предгорья Салаира, Обь-Чумышское плато и Приобское степное плато. К отрицательным морфоструктурам отнесены Кулундинская низменность и Обская долина. Рассмотрим особенности каждой морфоструктуры в отдельности.

Северные предгорья Алтая в виде широкой предгорной



ступени с абсолютными отметками 200—400 м располагаются вдоль фаса Алтая, прослеживаясь к югу от широтного отрезка р. Оби — от г. Бийска до Рубцовска и Семипалатинска. Предгорья пересекаются многочисленными речками, стекающими с гор. Направление речек субмеридиональное и северо-восточное, т. е. полностью согласное с простиранением палеозойских структур и осложняющих их разломов. Характерными для предгорной ступени являются монадноки — часто встречающиеся по правым склонам речных долин и на вершинах междуречий коренные выходы пород палеозойского фундамента.

Северные предгорья Алтая являются современной положительной морфоструктурой, которая в своих контурах почти полностью отвечает отрицательной кайнозойской структуре — Рубцовской структурной террасе Кулундинской впадины (см. рис. 2). В связи с этим предгорья представляют собой положительную унаследованную обращенную морфоструктуру. Зарождение ее относится к позднему олигоцену, когда Рубцовская ступень по серии субширотных разломов (Белокую-

Рис. 1. Карта морфоструктурного (геоморфологического) районирования Степного Алтая и его горного обрамления. Составил О. М. Адаменко (1965):

1 — увалы, 2 — ложбины.

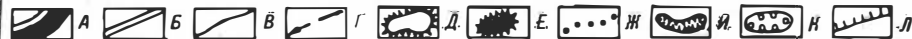
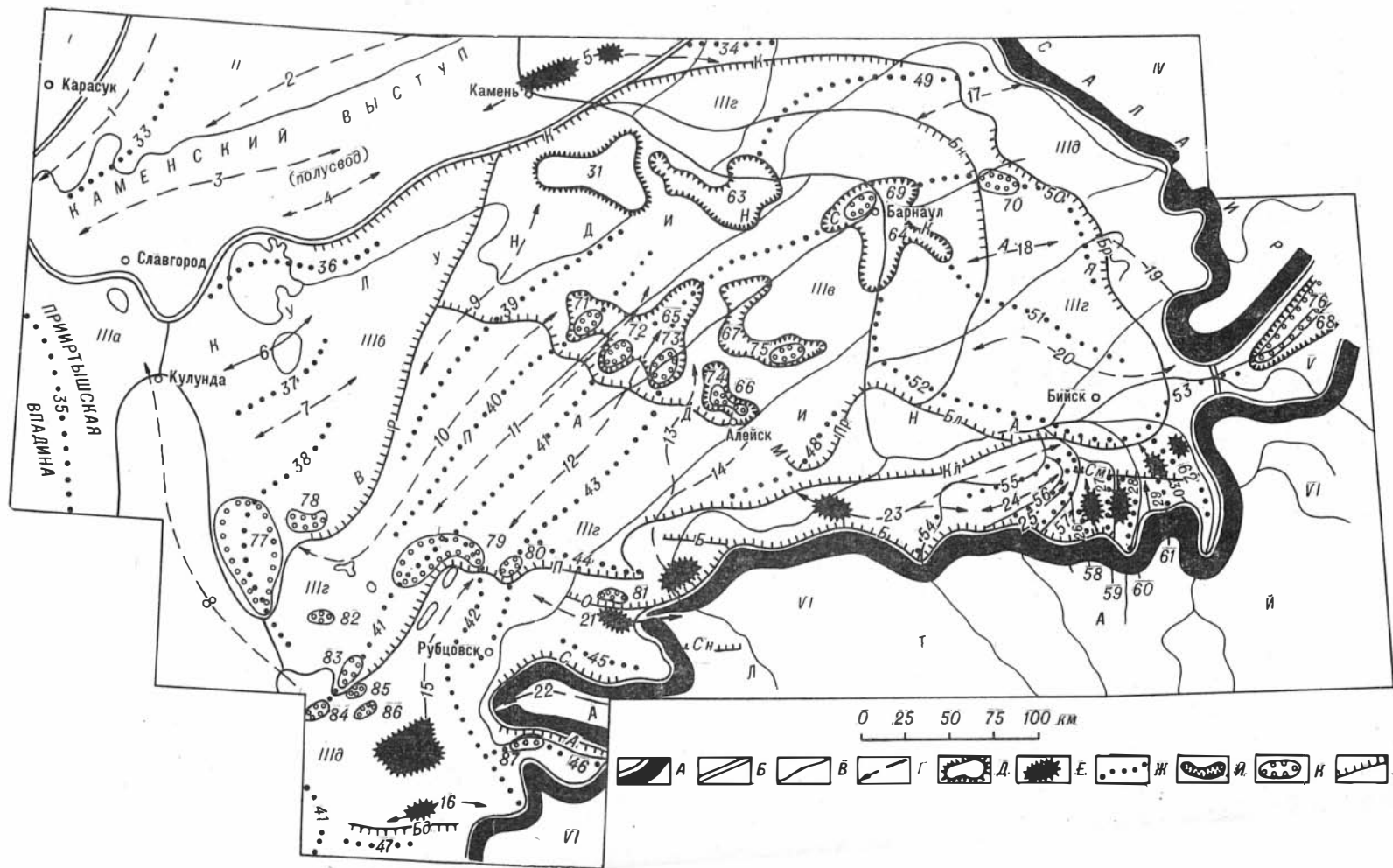
Морфоструктуры I порядка: А — горы Южной Сибири — зона олигоцен-четвертичного горообразования на месте эпипалеозойской платформы; Б — Западно-Сибирская низменность — мезозойско-кайнозойская материковая платформа.

Морфоструктуры II порядка положительные: а) унаследованные прямые: I — Алтайские горы с абс. высотами от 500 до 4500 м — олигоцен-четвертичное сводово-глыбовое поднятие с амплитудой до 3000 м, сложенное палеозойскими осадочно-метаморфическими и изверженными породами; II — Салаирский кряж с абс. высотами 400—600 м — олигоцен-четвертичное глыбовое поднятие с амплитудой до 200—400 м, сложенное палеозойскими осадочно-метаморфическими и изверженными породами; б) унаследованные обращенные: III — северные предгорья Алтая и IV — юго-западные предгорья Салаира с абс. высотами 200—400 м — увалисто-холмистое делювиальное ранне-среднечетвертичное цокольное предгорное плато, образовавшееся в результате инверсии позднеолигоцен-раннечетвертичной Рубцовской ступени Кулундинской впадины с суммарной амплитудой погружения палеозойского фундамента в пределах 0—100 м; V — Обь-Чумышское плато с абс. высотами 200—300 м — холмисто-увалистая озерно-аллювиальная ранне-среднечетвертичная возвышенная равнина, образовавшаяся в результате инверсии восточной части палеоцен-раннечетвертичной Бийской ступени Кулундинской впадины с суммарной амплитудой погружения палеозойского фундамента 200—300 м; VI — Приобское степное плато с абс. отметками 200—300 м — пологоувалистая озерно-аллювиальная средне-позднечетвертичная возвышенная равнина, образовавшаяся в результате инверсии позднемеоловой — среднечетвертичной Барнаульской ступени и западной части палеоцен-раннечетвертичной Бийской ступени Кулундинской впадины с суммарной амплитудой погружения палеозойского фундамента от 200—300 м (Бийская ступень) до 400—500 м (Барнаульская ступень).

Морфоструктуры II порядка отрицательные: а) унаследованные прямые: VII — Кулундинская низменность с абс. отметками 100—150 м — ранне-среднечетвертичная озерно-аллювиальная низменная равнина, унаследованно развивающаяся на месте раннемеловой — неогеновой Центрально-Кулундинской ступени Кулундинской впадины с суммарной амплитудой погружения палеозойского фундамента от 500—600 до 1000—1200 м; VIII — Обская долина с абс. отметками от 100—120 до 150—160 м — позднечетвертично-современная аллювиальная террасированная равнина, приуроченная к зоне счленения Рубцовской и Бийской (южный широтный отрезки) структурных террас Кулундинской впадины, с суммарной амплитудой погружения палеозойского фундамента от 200 до 400 м.

Морфоструктуры III порядка положительные (увалы): а) унаследованные прямые: 1 — Бурлинско-Кулундинский (на месте Славгородского вала), 2 — Черемшанско-Кулундинский (на месте Завьяловского вала), 3 — Кулундинско-Касмалинский (на месте Волчихинского вала), 4 — Алейско-Порозихинский (на месте Алейского вала), 5 — Балапанский (на месте южной части Платовского вала), 6 — Степановское поднятие, 7 — Кольванский хребет, 8 — Кольванский увал, 9 — Ануиско-Камышинский (на месте одноименного вала), 10 — Ануиский (на месте Солонювского вала), 11 — Черновский (на месте одноименного вала), 12 — Александровский (на месте одноименного вала), 13 — Россохинский (на месте одноименного вала), 14 — Сетовский (на месте одноименного вала), 15 — Бабырганский (на месте одноименного вала); хребты Алтая: 16 — Вацелакский, 17 — Ануиский, 18 — Чергинский, 19 — Семинский, 20 — Иолго, 21 — Кидинская гряда Салаирского кряжа; б) унаследованные обращенные: 22 — Касмалинско-Барнаульский (на месте Веселоярского и Клепечихинского прогибов), 24 — Вель-Агачский (на месте Петропавловского прогиба); в) не унаследованные: 25 — Карасукско-Бурлинский, 26 — Кулундинско-Черемшанский, 27 — Порозихинско-Чарышский;

Морфоструктуры III порядка отрицательные (ложбины): а) унаследованные прямые: 28 — Нижне-Кулундинская (на месте Херсонского прогиба), 29 — Верхне-Кулундинская (на месте Шарчинского прогиба), 30 — Ануиская (на месте Петропавловского и Ануиского прогибов), 31 — Камышинская (на месте одноименного прогиба), 32 — Песчанская (на месте одноименного прогиба), 33 — Белокурухинская (на месте одноименного прогиба), 34 — Поперечинская (на месте одноименного прогиба), 35 — Каменская (на месте одноименного прогиба), 36 — Успенская (на месте одноименного прогиба); б) унаследованные обращенные: 37 — Бурлинская (на месте Красноярского вала), 38 — Касмалинская (на месте одноименного вала); в) не унаследованные: 39 — Карасукская, 40 — Черемшанская, 41 — Барнаульская, 42 — Алейская, 43 — Порозихинская, 44 — Чарышская, 45 — Локтевская, 46 — Кизихинско-Устьянская, 47 — Кузнецовская, 48 — Таловско-Щелчихинская, 49 — Березовско-Миловановская.



рихинскому, Озерковскому, Саввушинскому, Алейскому и другим) отделилась от воздымающегося Алтайского свода и была вовлечена в погружения расширяющейся Кулундинской впадины. Вплоть до конца раннего плейстоцена в предгорьях формировались пестрые по фациальному составу делювиально-аллювиально-пролювиальные глины и суглинки, насыщенные песком, гравием, щебнем, галечником, глыбами и валунами мощностью до 100—250 м. В среднем плейстоцене произошла инверсия тектонического режима: погружение Рубцовской ступени сменилось поднятием, которое продолжается и сейчас. По данным повторного нивелирования, вдоль трассы железной дороги Новосибирск — Барнаул — Семипалатинск скорость современного поднятия отдельных участков предгорий, например Бель-Агачского увала, достигает 12 мм в год (Finko, 1962). Благодаря этому здесь началось интенсивное расчленение рыхлого шлейфа предгорий, откапывание погребенного древнего доолигоценового рельефа.

Предгорная ступень, будучи пограничной зоной между областями максимальных неотектонических поднятий Алтая и погружений Кулундинской впадины, может рассматриваться как наиболее стабильный участок в эпоху неотектонических (олигоцен-четвертичных) движений. Об этом свидетельствует также сравнительно хорошая сохранность здесь древнего рельефа, фиксированного мел-палеогеновой корой глубокого химического выветривания. Очевидно, в олигоцене здесь были примерно те же абсолютные отметки, что и сейчас (200—300 м над уровнем моря). Эту цифру, по-видимому, можно принять за нуль при вычислении величины деформации доолигоценовой полигенетической поверхности выравнивания. Полученная таким образом величина деформации будет являться амплитудой суммарных неотектонических (олигоцен-четвертичных) движений. Очевидно, для зоны северных предгорий Алтая величина такой амплитуды будет колебаться в пределах от 0 до 100 м, так как олигоцен-раннечетвертичное погружение пред-

Рис. 2. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойского платформенного чехла Кулундинской впадины. Составил О. М. Адаменко (1965):

А — юго-восточная граница Западно-Сибирской плиты (эпипалеозойской платформы); Б — границы между структурами I порядка: 1 — Омская синеклиза, 2 — Каменский (Томско-Каменский) выступ (полуовал), 3 — Прииртышско-Кулундинская синеклиза, 4 — Салаирское поднятие, 5 — Ненинско-Чумышская межгорная впадина, 6 — Алтайское поднятие; В — границы между структурами II порядка: 3А — Прииртышская впадина, 3Б — Центрально-Кулундинская, 3В — Барнаульская, 3Г — Бийская и 3Д — Рубцовская, структурные террасы Кулундинской впадины; Г — положительные линейные структуры III порядка (валы): 1 — Крещенский, 2 — Краснозерский, 3 — Славгородский, 4 — Суетский, 5 — Каменский, 6 — Кучукский, 7 — Родинский, 8 — Платовский (полуовал), 9 — Завьяловский, 10 — Волчихинский, 11 — Касмалинский, 12 — Барнаульский, 13 — Калманский, 14 — Алейский, 15 — Егорьевский, 16 — Бековский, 17 — Жерновский, 18 — Бобровский, 19 — Большереченский, 20 — Чемровский, 21 — Покровский, 22 — Кольванский (хребет), 23 — Кольванский (увал), 24 — Ануйско-Камышинский, 25 — Солоновский, 26 — Черновский, 27 — Александровский, 28 — Россошинский, 29 — Сетовский, 30 — Бабырганский; Д — положительные структуры III порядка изометричной и неправильной формы (поднятия): 31 — Черемшанское, 32 — Степановское; Е — выходы палеозойского фундамента на дневную поверхность в осевых частях положительных структур III порядка; Ж — отрицательные линейные структуры III порядка (прогибы): 33 — Бурлинский, 34 — Сузунский, 35 — Галкинский, 36 — Херсонский, 37 — Леньковский, 38 — Петуховский, 39 — Шарчинский, 40 — Романовский, 41 — Угловско-Коробейниковский, 42 — Веселоярский, 43 — Клепечихинский, 44 — Поспелихинский, 45 — Чебурихинский, 46 — Успенский, 47 — Петропавловский, 48 — Порозихинский, 49 — Чумышский, 50 — Лосихинский, 51 — Троицкий, 52 — Обской, 53 — Бийский, 54 — Петропавловский, 55 — Ануйский, 56 — Камышинский, 57 — Песчанский, 58 — Ульяновский, Белокурихинский и Даниловский, 59 — Поперечинский, 60 — Каменский, 61 — Половинкинский, 62 — Катунский; И — отрицательные структуры III порядка изометричной и неправильной формы (депрессии): 63 — Шелаболихинская, 64 — Барнаульская, 65 — Мамонтовская, 66 — Алейская, 67 — Топчихинская, 68 — Ненинская; К — ранне-среднеюрские мутьды: 69 — Власихинская, 70 — Верх-Жилихинская, 71 — Овечинская, 72 — Мамонтовская, 73 — Серебренниковская, 74 — Алейская, 75 — Топчихинская, 76 — Солтонская, 77 — Бастанская, 78 — Форостовская, 79 — Новосоветская, 80 — Новороссийская, 81 — Поспелихинская, 82 — Рублевская, 83 — Шубинская, 84 — Ляпунихинская, 85 — Угловская, 86 — Кругловская, 87 — Луговская; Л — тектонические уступы (мезозойско-кайнозойские разломы), четко выраженные в рельефе палеозойского фундамента, и флексуры в осадках мезозойско-кайнозойского платформенного чехла: К — Каменский, Бр — Большереченский, Бн — Барнаульский, Р — Родинский, М — Мамонтовский, Л — Лебяжинский, П — Поспелихинский, Пр — Порозихинский, Бл — Боровлянский, Кл — Кольванский, См — Смоленский, Б — Белокурихинский (фас Алтая), О — Озерковский, Сн — Семеновский, С — Саввушинский, А — Алейский, Бд — Бородулинский.

горной ступени еще не полностью компенсировано последующим среднечетвертично-современным поднятием.

В пределах северных предгорий Алтая как относительно крупной морфоструктурной области можно выделить ряд более мелких морфоструктур III порядка, среди которых почти все относятся к типу прямых унаследованных, т. е. полностью соответствующих платформенным структурам кайнозойского чехла (см. рис. 2). Положительными морфоструктурами III порядка являются Степановское поднятие, Колыванский хребет и увалы — Колыванский, Ануйско-Камышенский, Ануйский, Черновский, Александровский, Россошинский, Сетовский, Бабырганский. С ними сопряжены разделяющие их отрицательные прямые унаследованные морфоструктуры (ложбины) — Успенская, Ануйская, Камышенская, Песчанская, Белокурухинская, Поперечинская, Каменская.

К обращенным унаследованным положительным морфоструктурам III порядка относится Бель-Агачский увал, образовавшийся в среднечетвертично-современную эпоху в результате инверсии олигоцен-раннечетвертичного Петропавловского прогиба. Кроме того, в северных предгорьях Алтая можно выделить еще несколько неунаследованных морфоструктур III порядка, возникших и развивавшихся в четвертичном периоде самостоятельно, без какой-либо ошутимой связи с более древними кайнозойскими структурами платформенного чехла. Это Локтевская, Кизихинско-Устьянская, Кузнецовская, Таловско-Щелчихинская и Березовско-Миловановская ложбины. Развитие их связано с движениями узких блоков палеозойского фундамента по разломам северо-восточного направления.

Как видно из сказанного выше, подавляющее большинство современных морфоструктур предгорной ступени имеют прямую связь с погребенными кайнозойскими структурами платформенного чехла, которые в свою очередь почти полностью контролируются складчатыми и разрывными дислокациями палеозойского фундамента.

Юго-западные предгорья Салаира — это увалисто-холмистое делювиально-пролювиальное цокольное плато с абсолютными отметками 200—400 м, расположенное между долиной р. Чумыш на юго-западе и Тягунской грядой Салаирского кряжа на северо-востоке. По истории своего развития и характеру неотектоники предгорная ступень Салаира почти не отличается от вышеописанных предгорий Алтая. В деталях же погребенный рельеф салаирских предгорий изучен еще недостаточно полно для того, чтобы можно было выделить здесь кайнозойские структуры и установить с ними связь современных морфоструктур.

Обь-Чумышское плато расположено между долинами рек Обь и Чумыш и представляет собой вытянутую в северо-западном направлении холмисто-увалистую возвышенную равнину с абсолютными отметками 200—400 м. Плато достаточно глубоко расчленено притоками Оби и Чарыша, ориентированными в северо-восточном и юго-западном направлениях, т. е. согласно со структурами и разломами палеозойского фундамента. Обь-Чумышское плато как положительная унаследованная обращенная морфоструктура было сформировано в ранне-среднечетвертичную эпоху в результате инверсии восточной части Бийской и отчасти Рубцовской структурных террас Кулундинской впадины. До инверсии Бийская структурная терраса начиная с палеоцен-эоцена, а Рубцовская терраса с позднего олигоцена располагались в зоне погружений расширяющейся Кулундинской впадины. Здесь за период с палеоцена до конца раннего плейстоцена накопилось до 200—



300 м аллювиальных, реже озерных и делювиально-пролювиальных песков, илов, суглинков и глин. Послеинверсионные среднечетвертично-современные поднятия не смогли еще компенсировать палеоцен-раннечетвертичного опускания. Суммарная амплитуда неотектонического погружения палеозойского фундамента, являющегося доолигоценовой поверхностью выравнивания, составляет 100—200 м.

Приобское степное плато представляет собой пологоувалистую озерно-аллювиальную возвышенную равнину с абсолютными отметками 200—300 м. Самой характерной особенностью плато является наличие ориентированных строго в северо-восточном направлении параллельных речных долин или ложбин и разделяющих их междуречий—увалов. Речные долины имеют длину от 100 до 300—400 км при ширине 10—25 км. Длина увалов такая же, а ширина колеблется от 25 до 50—70 км. Относительные превышения междуречий над долинами достигают 100—150 м.

Большинство ложбин представляют собой остатки древних речных долин, стекавших с северо-востока на юго-запад, в сторону р. Иртыша. Они выполнены песчаным аллювием мощностью от 5—10 м в верховьях (на северо-востоке) до 30—40 м в приустьевых частях (на юго-западе). Пески древних долин интенсивно переветрены. Очень сложный дюнно-бугристо-грядовый рельеф ложбин закреплен ленточными сосновыми борами, вдоль краевых частей которых распространены цепочки пресных и горько-соленых озер.

Сток на юго-запад сохранился только в северной группе ложбин: Карасукской, Бурлинской, Нижне- и Верхне-Кулундинской. По этим ложбинам в сторону Кулундинской низменности текут очень мелкие степные речки, явно несоизмеримые с шириной древних долин. Верховья Верхне-Кулундинской ложбины подрезаны Обью, в сторону которой интенсивно врезается небольшая рч. Кучук. При дальнейшем врезании Оби она перехватит верховья Кулунды. Благодаря постоянному понижению базиса эрозии (врезание Оби) верховья речек Касмалы и Барнаулки также постепенно продвигаются в юго-западном направлении, в сторону Оби, перехватывая одно за другим древние озера. В результате возобновляющегося дренажа озера сначала опресняются (верховья р. Касмалы), а после вообще перестают существовать (низовья р. Барнаулки). И только в юго-западных отрезках ложбин, куда еще не дошло дренирующее влияние верховий этих молодых речек, озера остаются горько-солеными.

Таким же образом развивался и Алей, который сравнительно быстро дошел своими верховьями до района с. Локоть, где он перехватил крупную реку, стекавшую с Рудного Алтая, благодаря чему к настоящему времени Алейская древняя ложбина почти полностью переработана молодым Алеем. И только ее небольшая юго-западная часть от с. Локоть до г. Семипалатинска сохранилась в более или менее первозданном виде.

Происхождение параллельных строго ориентированных в северо-восточном направлении ложбин и разделяющих их увалов является предметом оживленной дискуссии на протяжении вот уже нескольких десятилетий. Часть исследователей (Билль, 1900; Герасимов, 1940; Петров, 1948; Петрушевский, 1951, и другие) считает ложбины стока чисто эрозионными понижениями, выработанными ледниковыми водами. В результате подпора Оби северными материковыми ледниками часть стока переливалась через пониженные места водоразделов и уходила в р. Иртыш. Ложбины Кулундинского Приобья являются долинами этих потоков. В. А. Мартынов (1961) и Г. В. Занин (1958) счи-

тают древние ложбины чисто эрозионными понижениями, выработанными речными потоками. Б. Ф. Сперанский (1939) высказал мнение, что ложбины стока являются старыми руслами Иртыша, текшего когда-то с юго-запада на северо-восток (к Оби) и постепенно оттесняемого на северо-запад развивающимся поднятием Алтая. Этому противоречат расположенные в юго-западной части ложбин, вблизи Иртыша, сухие дельты, свидетельствующие, что сток был не от Иртыша, а, наоборот, к нему. Я. Я. Балабай (1936) и Б. А. Федорович (1957) являются защитниками эоловой гипотезы происхождения ложбин, считая, что последние представляют собой узкие, очень длинные прямолинейные «коридоры», выдутые ветрами в лёссовидных суглинках Приобского степного плато. Перечисленные точки зрения близки друг к другу в том, что авторы их видят главную причину образования параллельных ложбин и увалов в эрозионных процессах (потоки ледниковых вод, речная эрозия, эоловая дефляция).

Иных взглядов придерживается другая группа ученых (Танфильев, 1902; Петц, 1907; Православлев, 1933; Кропоткин, 1950; Москвитин, 1952; Покрасс, 1954; Ростовцев, 1958; Миханков, 1960), считающих, что наряду с чисто эрозионными процессами большую роль в формировании ложбин и увалов сыграли геологические и тектонические особенности Приобского плато.

Впервые наиболее подробно эту точку зрения сформулировал А. И. Москвитин (1952). П. Н. Кропоткин (1950) предполагал, что увалы Приобского плато распложены на продолжении каледонских складчатых структур Казахстана. Тем самым он как бы объединил в одну структуру каледониды Казахстана и герциниды Томь-Кольвани, что впоследствии оказалось неверным. Однако сама идея зависимости современного рельефа от структур погребенного фундамента оказалась в общем вполне приемлемой. Н. Н. Ростовцев (1958) и Ю. М. Миханков (1960) на основании накопившихся к тому времени данных сейсморазведки и бурения увязывали наиболее крупные увалы с выступами фундамента, над которыми мезозойско-кайнозойский платформенный чехол имеет антиклинальное строение. Ложбины же, по их мнению, отвечают впадинам в поверхности фундамента и соответствующим им отрицательным структурам в рыхлом платформенном покрове.

Только после завершения в пределах Приобского степного плато комплексных геофизических работ (И. А. Кочетков, Н. П. Байдуков и др.) и обобщения данных многочисленных буровых скважин появилась возможность увязки современной морфоструктуры Приобского плато (см. рис. 1) со структурами мезозойско-кайнозойского платформенного чехла (см. рис. 2) и с тектоникой погребенного палеозойского фундамента.

Приобское степное плато в тектоническом отношении соответствует Барнаульской и западной части Бийской структурных террас Кулундинской впадины. Барнаульская терраса с позднего мела-палеоцена, а Бийская — с палеоцен-эоцена были вовлечены в опускания, продолжавшиеся вплоть до конца среднего плейстоцена. За этот период здесь образовалось от 200—300 до 400—500 м континентальных озерно-аллювиальных песчано-глинистых осадков. На рубеже среднего и позднего плейстоцена произошла инверсия тектонического режима, опускания сменились поднятиями, которые продолжают до настоящего времени. Суммарная амплитуда неотектонического (олигоцен-раннечетвертичного) погружения доэоценовой поверхности в пределах Приобского степного плато составляет 200—300 м.

Таким образом, Приобское степное плато является по отношению к Предалтайской равнине морфоструктурой II порядка, относящейся по типу к положительным унаследованным обращенным морфоструктурам. Описанные выше ложбины и разделяющие их увалы могут рассматриваться в качестве морфоструктур III порядка.

Только незначительная часть отрицательных и положительных морфоструктур III порядка (Верхне- и Нижне-Кулундинская ложбины, а также Бурлинско-Кулундинский, Кулундинско-Касмалинский, Алейско-Порозихинский и Балапанский увалы) оказались, как ранее предполагали Н. Н. Ростовцев (1958) и Ю. М. Миханков (1961), прямыми унаследованными морфоструктурами, которым отвечают прогибы и валы в рельефе поверхности палеозойского фундамента.

Среди остальной части морфоструктур III порядка выделяются унаследованные обращенные (Касмалинско-Барнаульский увал, Бурлинская и Касмалинская ложбины) и неунаследованные морфоструктуры (Карасукско-Бурлинский, Кулундинско-Черемшанский и Порозихинско-Чарышский увалы, а также Карасукская, Черемшанская, Барнаульская, Алейская, Порозихинская и Чарышская ложбины).

Приведенная выше классификация ложбин и увалов по их отношению к структурам платформенного чехла показывает, что развитие морфоструктур III порядка шло длительно и очень сложно, хотя и унаследовано от древних структур. Неравномерные очень медленные движения узких блоков палеозойского фундамента, выкроенных по серии разломов северо-восточного простирания, привели к формированию унаследованных линейных структур мезозойско-кайнозойского платформенного чехла — прогибов и валов (см. рис. 2), соответствующих в общих чертах грабенам и горстам фундамента. Частые изменения интенсивности и знака движений, участие в движении различных блоков фундамента привели в конце концов к формированию различных по типу унаследованности (прямых и обращенных) морфоструктур, которые в неотектонический этап, видимо в среднететвертичное время, получили выражение в рельефе.

Большое количество буровых скважин, пробуренных в последние годы в южной части Приобского степного плато (район г. Рубцовска), позволяет проследить историю развития каждого вала и превращение его в современный увал и каждого прогиба — в ложбину или наоборот. Для этого нами построены серии палеотектонических карт, на которых видно распределение мощностей и фаций в каждую эпоху. Характерно сокращение количества структур с течением времени, т. е. в процессе развития соседние валы или прогибы часто объединяются в единую структуру, благодаря чему общее количество современных увалов и ложбин оказалось несколько меньшим, чем количество валов и прогибов в палеозойском фундаменте.

Очевидно, происхождение гривно-ложбинного рельефа Приобского степного плато можно считать расшифрованным лишь в общих чертах. Конкретно проследить развитие каждой платформенной структуры (вала или прогиба) и превращение ее в современную морфоструктуру (увал или ложбину) можно будет только после анализа серии палеотектонических и литолого-фациальных карт. При этом следует учитывать, что наряду с ложбинами и увалами, заложение которых обусловлено тектоническими причинами, могут быть также ложбины и увалы эрозионного происхождения.

Кулундинская низменность расположена на крайнем западе Предалтайской равнины. Это плоская, местами слабо террацированная аллювиально-озерная бессточная низменная равнина, цент-

ральная часть которой занята крупными озерами — Кулундинским, Кучукским и другими. Абсолютные отметки поверхности изменяются от 140—150 м по периферии до 98—100 м в центре низменности.

В тектоническом отношении этой отрицательной морфоструктуре соответствует наиболее погруженная (от 500—600 до 1000—1200 м) Центрально-Кулундинская структурная терраса Кулундинской впадины, унаследованно образовавшаяся на месте блока Колывань-Томской складчатой зоны.

Погружение Центрально-Кулундинской террасы началось еще в го-терив-барреме и продолжается с небольшими перерывами (один из наиболее продолжительных был в палеоцене) вплоть до настоящего времени. В современных контурах Кулундинская низменность оформилась, в основном, в ранне-среднечетвертичное время, когда сюда стекали достаточно крупные реки с Рудного Алтая и Казахстана, соответствующие уровню высокой террасы р. Иртыша. В позднем плейстоцене и голоцене здесь были широко развиты озера, образовавшиеся в результате стока степных речек с Приобского плато в эту бессточную впадину. Таким образом, Кулундинская низменность может рассматриваться как отрицательная унаследованная прямая морфоструктура II порядка. Амплитуда суммарного погружения доолигоценовой полигенетической поверхности выравнивания за неотектонический этап составляет около 300 м.

Обская долина с абсолютными отметками от 160 до 120 м — это линейно вытянутая, коленообразно изгибающаяся морфоструктура, имеющая в основном эрозионно-аккумулятивное происхождение. Однако существенную роль в ее заложении сыграли также и тектонические процессы. В пределах долины на отрезке между гг. Бийск и Камень установлено пять надпойменных террас с относительными высотами: V (бийская) — 60—80 м, IV (бехтемирская) — 35—45 м, III (енисейско-ишинская) — 25—28 м, II (талицкая) — 14—18 м и I (песчанская, или ануйская) — 8—11 м (Адаменко, 1963). Две верхние террасы прикрыты мощными пачками покровных лёссовидных образований, а три нижние характеризуются наличием эолового бугристо-дюнно-грядового песчаного шлейфа. V надпойменная терраса датируется второй половиной среднего плейстоцена (тазовское время), остальные отнесены к позднему плейстоцену.

Очертания Обской долины отражают тектонические причины ее заложения. Контур долины, особенно ее коленообразный изгиб в районе г. Барнаул, повторяют очертания краевой части Барнаульского срединного массива. Долина следует почти строго параллельно очень крупному глубинному разлому — Барнаульско-Алейскому краевому шву.

На тектонической схеме платформенного чехла видно, что южный широтный участок Обской долины приурочен к зоне сочленения Рубцовской и Бийской структурных террас, а меридиональный и северный широтный отрезки близки к пограничному уступу между Бийской и Барнаульской структурными террасами. Очевидно, неравномерные движения этих ступеней фундамента на протяжении длительного времени заставляли пра-Обь приспосабливаться к наименее подвижным линейным участкам, совпадающим с зонами новейших разломов.

Рассмотренные особенности новейших морфоструктур Предалтайской равнины показывают, что удовлетворительное объяснение их происхождения может быть найдено лишь при прослеживании их истории развития от структур палеозойского фундамента через мезозойско-кайнозойские платформенные структуры к современным морфоструктурам,

которые сохраняют яркие черты своего тектонического происхождения, несмотря на значительную интенсивность современных эрозионных процессов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- А да мен ко О. М. Основные этапы мезозойской и кайнозойской истории Предгорного Алтая. «Геол. и геофиз.», 1963а, № 2.
- А да мен ко О. М. К геоморфологии восточных предгорий Алтая.— Изв. Алт. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 3, 1963б.
- А да мен ко О. М. Новейшая тектоника северных предгорий Алтая. Сборник: «Проблемы неотектоники». М., 1964.
- Ба ла ба й Я. Я. Происхождение гривного рельефа Западно-Сибирской низменности. «Землеведение», т. 38, вып. 1, 1936.
- Б и л л ь И. И. Исследования водоносности Алейско-Кулундинской степи в 1897—1898 гг. «Горн. журн.», 1900, III, № 8.
- Ге ра си м ов И. П. О рельефе и соляных озерах Кулундинской степи. Тр. СОПС АН СССР, серия Сиб., вып. 8, 1934.
- Ге ра си м ов И. П. Материалы к геоморфологии Кулундинской степи. Тр. СОПС АН СССР, серия Сиб., вып. 10, 1935.
- Ге ра си м ов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1940, № 5.
- За ни н Г. В. Геоморфология Алтайского края. Сборник «Природное районирование Алтайского края». М., 1958.
- Ко сы гин Ю. А., Тро фим ук А. А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности платформенных областей Сибири. «Изв. АН СССР», серия геол., 1965, № 1.
- К ро пот кин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 108, серия геол. (№ 36), 1950.
- Ку з не ц ов Ю. А. К геоморфологии северо-западной окраины Алтая. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 65, вып. 2, 1950.
- Л ун г ер с гау зен Г. Ф., Ра ко вец О. А. Новейшая тектоника Горного Алтая. Сборник «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
- Ма ло лет ко А. М. История развития предалтайской части Западной Сибири в мезокайнозое. Сборник «Некоторые итоги геологического изучения Салаирского края», Новосибирск, 1960.
- Ма ло лет ко А. М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезокайнозое. Сборник.: «Новые данные по геологии Алтайского края». Новосибирск, 1962.
- Ма ло лет ко А. М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. Тр. Ком-та по изуч. четвертичного периода, т. XII, 1963.
- Ма р ты но в В. А. Основные черты геоморфологии Кулундинской степи. Вестн. ЗСГУ, вып. 1, 1957.
- Ма р ты но в В. А. Опыт корреляции четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Междувед. совещ. по дораб. и уточн. страт. схем Зап.-Сиб. низм., М., 1961.
- Ма р ты но в В. А. К истории формирования озер Кулундинской степи. «Вестн. ЗСГУ и НТГУ», 1963, № 2.
- Ми хан ков Ю. М. О происхождении гривного рельефа в южной части Западно-Сибирской низменности. Инф. сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 29.
- Мо ск ви тин А. И. Происхождение рельефа Степного Приобья. «Изв. АН СССР», серия геол., 1952, № 2.
- На го р ский М. П. Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности. «Вестн. ЗСГУ», 1941, № 3.
- Об ру чев В. А. О тектонике Русского Алтая. «Землеведение», кн. 3, 1915.
- Об ру чев В. А. Геология Сибири, т. III. М., 1938.
- Пе тр ов Б. Ф. Происхождение рельефа Барабы. Бюлл. Ком-та по изуч. четв. периода, 1948, № 12.
- Пе тру шев ский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. 26 (4), 1951.
- Пе тц Г. Г. Геологическое описание 13-го ряда 10-го листа, 10—11-верстной карты Томской губ. Тр. Геол. части кабинета, т. 6, вып. 1, 1907.
- П ра во сла влев П. А. Приобье Кулундинской степи. Мат-лы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 6, 1933.
- По кра сс Е. П. О новейших геоструктурах южной части Западно-Сибирской низменности. «Вопр. геогр.», т. 35, 1954.

- Ростовцев Н. Н. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Ростовцев Н. Н. и др. Геология СССР. Том XLIV. Западно-Сибирская низменность. Часть I. Геологическое описание. М., «Недра», 1964.
- Соколов Н. Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби в районе рек Чумыша и Берди. Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 15, 1935.
- Сперанский Б. Ф. Результаты работы ЗСГУ по геологической съемке в 1939 г. «Вестн. ЗСГУ», вып. 6, 1939.
- Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. Тр. Геол. части кабинета, вып. 5, 1902.
- Федорович Б. А. Вопросы палеогеографии Прииртышских равнин. Тез. докл. Всесоюз. межвед. совещ. по изч. четвертич. периода, 16—27 мая 1957 г., М., 1957.
- Finko E. A. und Rantsman E. Y. Geomorphological interpretation of the data provided by Levelling in the low-mountain areas of Kazakhstan (Arys — Alma-Ata — Semipalatinsk). I. Internationales Symposium über rezente Erdkrustenbewegungen vom 21. bis 26. Mai 1962 in Leipzig, GDR.
-

# РЕШЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ВОПРОСОВ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ МЕЗОКАЙНОЗОЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА ОСНОВЕ ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

---

Г. В. НЕСТЕРЕНКО

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

Работами В. П. Батурина, Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина, А. П. Сигова, А. А. Кухаренко и других показано, что на формирование литолого-минералогических комплексов осадочных толщ оказывают влияние главным образом две группы факторов, не считая эпигенетических процессов: а) состав питающих провинций и б) степень химического разложения материала. Последняя, в свою очередь, зависит от климата и скорости денудационно-аккумулятивных процессов, т. е. от эрозионной расчлененности рельефа и в конечном счете от тектонической активности области. В зависимости от тектоно-климатических условий при разрушении одних и тех же пород могут формироваться осадки совершенно различного минерального состава. И наоборот, одинаковые минералогические комплексы могут содержать осадки, образованные за счет разрушения разных по составу пород. Это казалось бы очевидное положение на практике нередко забывается. Можно встретить случаи, когда преобладание циркона среди тяжелых минералов осадочных пород объясняется разрушением кислых интрузий, появлением в разрезе минералов иной химической стойкости, дополнительными источниками питания и т. д.

При интерпретации литолого-минералогических данных необходимо учитывать возможность влияния обоих типов факторов. Анализ соотношений между содержанием групп минералов устойчивых, неустойчивых и промежуточной устойчивости (палеогеографический коэффициент, коэффициенты устойчивости и мономинеральности), а также изучение степени выветрелости отдельных минералов помогают судить о палеоклимате и палеогеоморфологии отдельных областей, расчлененности их рельефа и скорости денудационно-аккумулятивных процессов. Выяснению путей миграции обломочного материала и влияния различных провинций питания, т. е. палеогеографической обстановки, способствует детальное сравнение типоморфных признаков минералов области аккумуляции и предполагаемых областей сноса, а также изучение количественных соотношений между отдельными минералами одной и той же химической стойкости. Естественно, что наибольший эффект литолого-минералогические исследования могут дать в сочетании с другими геологическими наблюдениями.

На протяжении ряда лет автором изучались некоторые свиты мела и палеогена юго-западной окраины Чулымо-Енисейской впадины: исследовались вещественный состав и условия залегания отложений, их слоистость и сортированность, скатанность и петрографический состав галечного материала, направление косой слоистости и ориентирован-

СИСТЕМА		ОТДЕЛ		КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА	ИНДЕКС	МОЩНОСТЬ (М)	ЛИТОЛОГИЯ	
ЧЕТВЕРТИЧН.	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	НИЖНИЙ-ВЕРХНИЙ	ЯРУС ПОДРАЗДЕЛ					
ЮРСНАЯ	НИЖНИЙ	СРЕДНИЙ		Серые пески, песчаники, алевриты с пластами углей и полимиктовых конгломератов	$J_1$	0-100		
					$J_2$	0-600		
	ВЕРХНИЙ				$J_3$	0-250		
	МЕЛОВАЯ	НИЖНИЙ	НЕОМ		Красно-бурые карбонатные глины и зеленовато-серые полимиктовые алевриты и пески	$Cr_1^H$		0-500
						$Cr_1^K$		0-100
			АПТ-АЛЬБ		Пестроцветные глины, серые углистые алевриты, песчано-галечные отложения. На палеозойских породах-коря: выветривания	$Cr_2^{sm}$		20-150
		ВЕРХНИЙ	СЕНОМАН-ТУРОН		Светло-серые кварц-полевошпатовые пески, глины, галечники, песчаники	$Cr_2^{sm}$		~ 70
						$Cr_2^{sm}$		
			СЕНОН-ДАТ					
	ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ВЕРХНИЙ		Белые кварц-каолиновые пески. глины, песчаники	$Pg_2^B - Pg_2^C$			
					$Pg_3$			
	ЧЕТВЕРТИЧН.				Полимиктовые пески, галечники алевриты, суглинки и глины, смешанные отложения	$Q$		



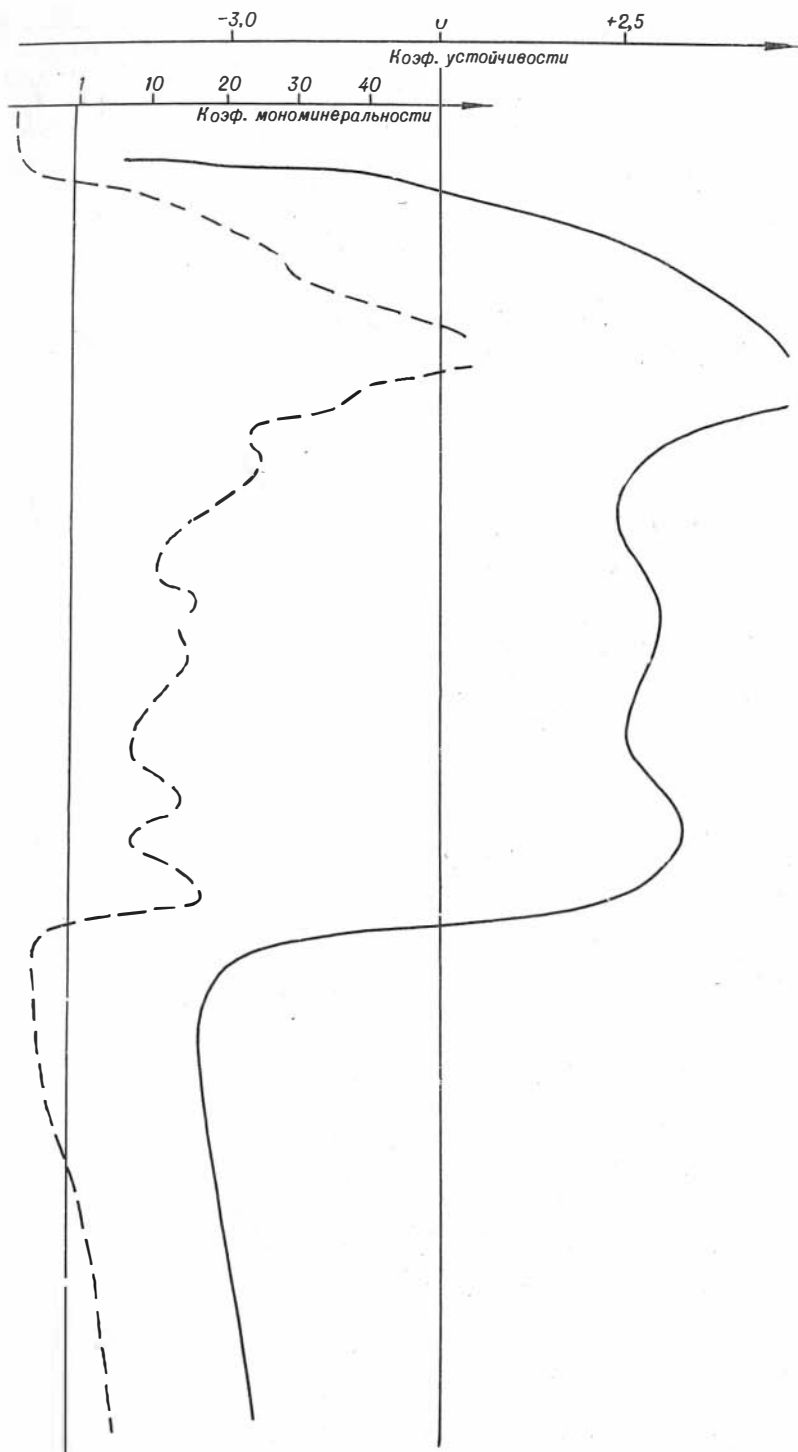


Рис. 1. Стратиграфическая схема мезозойских и кайнозойских отложений района.

ность плоских галек. Наибольшее внимание при этом уделялось изучению тяжелых фракций осадков и детальному сравнительному изучению циркона и минералов титана из меловых — палеогеновых отложений чехла впадины и из домезозойских пород предполагаемых областей питания северной половины Кузнецкого Алатау.

В настоящей статье освещаются 2 вопроса палеогеографии мезокайнозойской области: 1) изменение общих тектоно-климатических условий области на протяжении от юры до настоящего времени и 2) особенности палеогеоморфологического строения района в апт-альбе.

1) Разрез мезозоя и кайнозоя (рис. 1) рассматриваемой юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины по составу и степени измененности отдельных, в частности, титаносодержащих минералов можно разделить на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя часть включает отложения угленосной юры и неокома ( $C_{r1}$ ). Для них характерны полимиктовый состав и низкие значения коэффициента мономинеральности (отношение устойчивых минералов легкой фракции к неустойчивым), равные 0,3—3,0. Среди минералов тяжелой фракции постоянно присутствуют минералы промежуточной устойчивости — эпидот (30—45%), апатит (0,5—4,0%), мартитизированный магнетит (1—10%), и нередко встречаются такие неустойчивые минералы, как амфиболы (до 20%). Из Ti-содержащих минералов в шлихах из этих отложений постоянно присутствуют (табл. 1) ильменит (10—50%), лейкоксен (от редких зерен до 5%) и сфен (1—5%). Ильменит здесь преимущественно свежий, черного цвета, с металлическим блеском и высокой магнитной восприимчивостью, имеет обычные оптические свойства. Несколько повышенное содержание лейкоксенизированного ильменита (до 15%) и анатаза (до 2,5%) мы связываем с эпигенетическим подугольным выветриванием.

В средней части разреза (апт-альб-палеоген) преобладают кварц-полевошпатовые песчаные отложения с высокими значениями коэффициентов мономинеральности (см. рис. 1) и устойчивости. Последний, полученный с помощью номограммы Г. С. Момджи, превышает, как правило, +2,5. Особенно велико значение этих коэффициентов для кварц-каолиновых песков туганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен). Тяжелые минералы промежуточной химической устойчивости и неустойчивые в этих отложениях встречаются лишь в редких зернах. Ti-содержащие минералы представлены ильменитом, лейкоксеном, рутилом и анатазом (см. табл. 1). Среди них практически отсутствует сфен, обладающий меньшей устойчивостью, чем ильменит. Для ильменита из отложений этой части разреза характерна сильная степень его лейкоксенизации. Особенно интенсивно лейкоксенизирован ильменит верхней половины этой части (верхний мел — палеоген), где почти весь он имеет шоколадно-коричневый и темно-коричневый цвет, оптические и физические свойства, отличные от обычного, и рутиловую внутреннюю структуру. В составе его почти не осталось закисного железа (1—4%).

Верхняя четвертичная часть разреза сложена полимиктовыми отложениями, имеющими очень низкие значения коэффициентов мономинеральности и устойчивости. Тяжелая фракция представлена ильменит-эпидот-амфиболовыми ассоциациями. В составе тяжелых фракций существенную примесь образуют магнетит, апатит, пироксены и другие малоустойчивые в гипергенных условиях минералы. Из минералов титана постоянно и иногда в больших количествах здесь присутствует сфен. Ильменит, количество которого обычно не превышает 25—35%,

## Минералы титана в рыхлых мезоайгозойских отложениях района

Отложения	Магнетит, часто мартитизированный	Титано-магнетит	Ил - менит	Лейкоксенизированный ильменит	Лейкоксен	Рутил	Анализ	Сфен
Четвертичные	+++	++	+++	±	+	+	±	+++
Олигоценые	+	-	++	++++	+++	++	+	±
Верхнеэоцен-нижнеолигоценые	-	-	+	++++	+++	++	+	±
Сенон-датские	+	-	++	++++	+++	++	+	±
Сеноман-туронские	++	-	+++	++++	+++	++	+	±
Апт-альбские	На правобережье р. Кия	+	+	++++	++	++	+	-
	В бассейне р. Чебула	+	-	++++	++	++	++	+
	На северо-западной оконечности Кузнецкого Алатау	+	++	++++	+++	++	++	-
	В Амपालыкской впадине	+	-	++++	+++	+++	++	++
Неокомские	++	+	+++	+	++	+	+	++
Юрские	++	+	+++	+	+++	+	++	++

Примечание. ++++ >50% тяжелой фракции; +++ от 50 до 5%; ++ менее 5%; + единичные зерна; ± встречены в единичных зернах в отдельных пробах; - минерал отсутствует.

по своим свойствам не отличается от такового коренных пород. Рутил и анатаз встречаются лишь в редких зернах.

Отмеченные особенности изменения вещественного состава отложений свидетельствуют о резком усилении в послелебарремское время процессов химического выветривания. Интенсивность этих процессов возросла вверх по разрезу (до олигоцена) и своего максимума достигла в эоцен-нижнеолигоценое время. Такая интенсификация процессов химического разложения связана с потеплением и увлажнением климата в апт-альбско-верхнемел-палеогеновую эпоху и с некоторым снижением тектонической активности области. Значительные поднятия горного обрамления и резкое похолодание климата привели к формированию в четвертичное время различных по составу полимиктовых отложений.

2) В апт-альбское время на площади формируются осадки кийской свиты. Типоморфные особенности цирконов и ильменитов, состав осад-

ков, петрографический состав галек, направление косой слоистости и падения плоских галек (Г. В. Нестеренко, 1963, 1964) позволяют думать, что апт-альбские отложения кийской свиты правобережья р. Кия (восточная часть площади) образовались за счет разрушения домезозойских пород (вернее, площадной коры выветривания этих пород) северо-восточного и северного склонов Кузнецкого Алатау, тогда

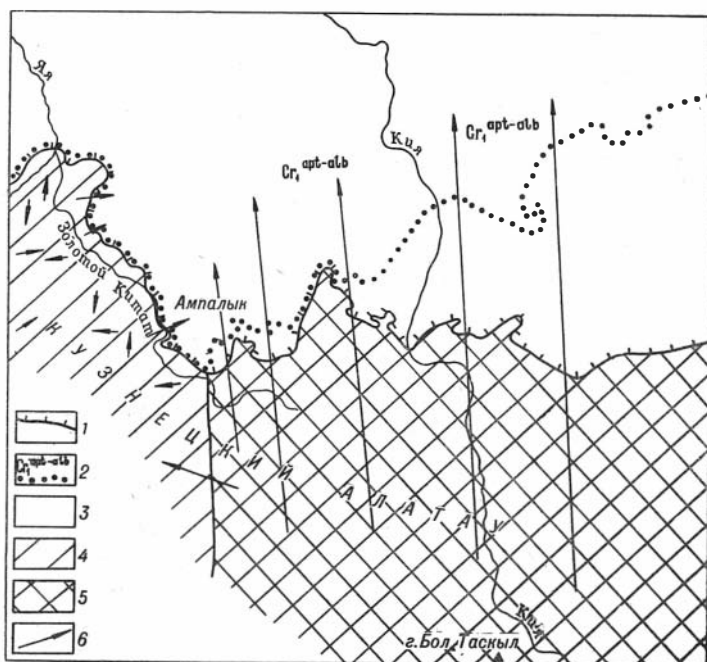


Рис. 2. Схема палеогеоморфологического строения района в апт-альбе:

1 — южная кромка Чулымо-Енисейской впадины; 2 — современный контур распространения апт-альбских отложений; 3 — предгорная аллювиальная равнина; 4 — слегка приподнятая область, на которой формируется частично перемежаемая кора выветривания; 5 — приподнятая и размываемая площадь (среднегорье и низкогорье); 6 — направление и масштабы сноса.

как в более западные участки (Ампалькская впадина) обломочный материал поступал с его северо-западного склона. Последнее подтверждается, в частности, повышенным содержанием турмалина относительно других устойчивых тяжелых минералов в апт-альбских отложениях Ампалькской впадины (табл. 2), поскольку наиболее вероятным источником его могут быть древние протерозойские (?) метаморфические комплексы, развитые на северо-западе Кузнецкого Алатау.

Изучение титановых минералов из апт-альбских отложений различных участков показало, что с востока на запад возрастает степень гипергенного изменения минералов и увеличивается относительное содержание таких новообразований, характерных для коры выветривания, Ti-содержащих минералов, как лейкоксен, рутил, анатаз (см. табл. 1). Одновременно в том же направлении исчезают тяжелые минералы малой и промежуточной химической устойчивости (см. табл. 2). Такие изменения состава естественнее всего объяснить уменьшением активности эрозионно-денудационных процессов по мере движения с востока на запад, что должно связываться со сменой в этом направлении тек-

тонического режима. Северо-западная оконечность Кузнецкого Алатау была в это время относительно стабильной. На ней формировалась частично перемываемая кора выветривания. Более восточные части Куз-

Т а б л и ц а 2

**Минералогический состав тяжелой фракции отложений кийской свиты**

	Ампалык- ская впадина	Почитан- ский массив	Бассейн р. Чеб а	Правобе- режье р. Серта
Окислы железа . . . . .	+	2,0	0,5	+
Гидроокислы железа . .	1,2	+	—	4
Ильменит . . . . .	65,1	82,5	89,5	89
Лейкоксен . . . . .	23,9	8,0	4,5	4
Циркон . . . . .	5,2	0,1	5	3
Рутил, анатаз . . . . .	2,2	0,1	0,5	+
Турмалин . . . . .	2,4	—	+	+
Шпинель . . . . .	+	—	+	+
Гранат . . . . .	+	—	+	—
Дистен . . . . .	+	—	+	+
Ставролит, андалузит, сил- лиманит . . . . .	+	—	+	—
Эпидот . . . . .	—	—	+	+
Сфен . . . . .	+	—	+	+
Апатит . . . . .	—	+	—	+

П р и м е ч а н и е: + редкие зерна.

нецкого Алатау испытывали существенные поднятия (рис. 2). Этот вывод подтверждается развитием на северо-западе Кузнецкого Алатау апт-альбской коры выветривания и исчезновением в составе кийской свиты крупнообломочного материала при выходе ее из впадины на северо-западные отроги Кузнецкого Алатау.

**ЛИТЕРАТУРА**

Б а т у р и н В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1947.  
 К у х а р е н к о А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.  
 М о м д ж и Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV. Гос. науч.-тех. изд-во литер. по горному делу. М., 1960.  
 Н е с т е р е н к о Г. В., К р и в о р о т е н к о А. Н., Ц и б у л ь ч и к В. М. Генезис и источники питания тяжелыми минералами песчано-галечных отложений кийской свиты (нижний мел). «Геол. и геофиз.», 1963, № 5.  
 Н е с т е р е н к о Г. В. К вопросу о реконструкции палеогеографии мела и палеогена в юго-западной части Чулымо-Енисейской впадины по терригенным компонентам.— В сб.: «Палеогеография и фосфатность пермских и мезозойских отложений Сибири и Дальнего Востока». Тр. Ин-та геол. и геофиз., вып. 28. Новосибирск, 1964.  
 Р у х и н Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961.  
 С и г о в А. П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород. «Сов. геол.», 1960, № 3.  
 С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.  
 Ц и б у л ь ч и к В. М., Н е с т е р е н к о Г. В. Изменение магнетита, титаномагнетита, ильменита в гипергенных условиях.— В сб.: «Геология и геохимия рудных месторождений Сибири». Новосибирск, «Наука», 1965.

# О ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РЕЛЬЕФА (НА ПРИМЕРЕ РАВНИН СРЕДНЕЙ АЗИИ, КАЗАХСТАНА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

---

И. А. ВОЛКОВ

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

В работе «Современные проблемы геоморфологии Казахстана» (1943) И. П. Герасимов развил идеи В. Пенка и других исследователей о главнейших особенностях формирования рельефа суши. В зависимости от активности тектонического воздымания или погружения, с одной стороны, и характера экзогенных процессов (денудации и аккумуляции) — с другой, выделены пять различных типов образования рельефа гор и равнин (пенепленогения, платогения, орогения, пленогения и дипленогения). Указанная работа, как и ряд других, отражает подход отечественной геоморфологической школы к анализу рельефа. Это направление, предусматривающее всесторонний учет тектонических и экзогенных сил в формировании современной поверхности, оказалось плодотворным. Возникновение и развитие неотектоники оказало глубокое положительное влияние не только на отечественную, но и мировую науку. Значительные усилия в последнее время затрачивались также и на выяснение роли экзогенных сил в формировании рельефа, что получило отражение в ряде фундаментальных обобщений, таких, например, как учение о геоморфологических уровнях (Марков, 1948). Тем не менее, нельзя не констатировать некоторого отставания в области изучения истории экзогенных процессов и их изменений в пространстве и во времени. Во многих исследованиях последних лет всесторонне отражена роль тектонических сил в формировании рельефа, в то время как экзогенные процессы нередко выступают в виде силы, которая начинает действовать более или менее с одинаковым темпом после тектонического поднятия или опускания. Рассуждения о том, что происходило, когда изменялся тектонический режим, весьма обычны: наоборот, анализ того, что происходило, когда при неизменном тектоническом режиме изменялись скорость и характер экзогенных процессов, довольно редок.

Переход к интенсивной работе по выявлению роли тектонического фактора в формировании рельефа сопровождался заметным отвлечением усилий от дальнейшего изучения грандиозных климатических событий четвертичного периода, которые оказали важнейшее влияние на направление и характер процессов денудации и седиментации. В связи с этим усиление исследований в области «климатической» геоморфологии представляется совершенно необходимым.

Поверхность местности (ее рельеф) была в прошлом и остается в настоящем неотъемлемой частью географических ландшафтов, которые распределены в определенном порядке, образуя природные геогра-

фические зоны. В связи с этим изучение рельефа нельзя вести в отрыве от той географической обстановки, в условиях которой он формировался. Зональные особенности рельефа являются неотъемлемой составной частью географической зональности. В связи с этим прежде, чем перейти к анализу зональных особенностей рельефа, следует хотя бы кратко рассмотреть основные особенности и закономерности природной географической зональности.

Отличительной чертой русской и советской школы географов является анализ географической оболочки как органического единства про-

явления внешних (космических) и внутренних («земных») сил. Такой подход predetermined блестящие успехи отечественной географии, среди которых особое место занимает учение о географической (ландшафтной) зональности, развитие В. В. Докучаевым, Г. И. Танфильевым, Л. С. Бергом и многими другими исследователями, и учение о биосфере, сформулированное в основных чертах В. И. Вернадским. Указанные работы позволили выяснить, что среди большого количества разнообразных характеристик ландшафта главной внешней космической силой служит приток солнечной энергии, а внутренней — количество влаги. На облик ландшафта, его тип и структуру решающее влияние оказывает баланс тепла и влаги, характеризующийся различными гидротермическими коэффициентами (Исаченко, 1953). А. А. Григорьев и М. И. Будыко (1956, 1959) сформулировали периодический закон географической зональности, который показывает, что размещение географических зон определяется пространственным распределением баланса радиационной энергии и распределением радиационного индекса сухости (отношение радиационного баланса к количеству тепла, необходимому для испарения годовой суммы осадков).

В самом общем виде зависимость между географической широтой местности и гидротермическим балансом можно выразить в виде графика (рис. 1). Если по горизонтальной оси отложить широты, по одной вертикальной оси — величины притока тепла, а по другой — приток влаги в соответствующем масштабе, то кривые распределения тепла и влаги в разных широтах будут располагаться относительно друг друга различно. В экваториальном и тропическом поясах максимальному количеству притока тепла соответствует еще более высокое количество притока влаги. Это — теплый пояс избыточного увлажнения. У его границ обе кривые проходят близко друг к другу, т. е. существует некоторое соответствие между влагообеспеченностью и теплообеспеченностью ландшафтов. В зоне пустынь субтропического и умеренного поясов, напротив, такого соответствия нет. При высоком притоке тепла приток влаги здесь крайне мал. Это пояс резкого дефицита влажности. Еще севернее теплообеспеченность уже существенно сокращается,

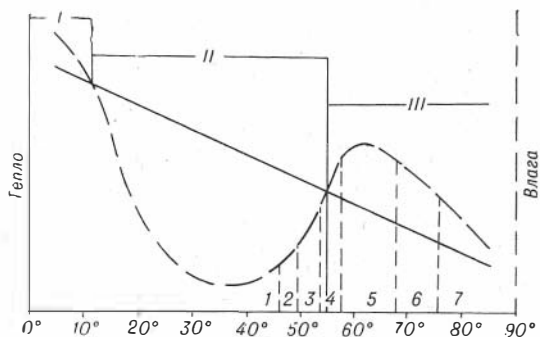


Рис. 1. Гидротермический баланс и географические зоны:

I — теплый пояс избыточного увлажнения и стока в океан; II — умеренный пояс недостаточного увлажнения и замкнутых бессточных понижений; III — холодный пояс избыточного увлажнения и стока в океан. 1 — пустыня, 2 — полупустыня, 3 — степь, 4 — лесостепь, 5 — тайга, 6 — тундра, 7 — ледяная пустыня.

в то время как приток влаги начинает постепенно возрастать. На северной окраине этого пояса, где приток тепла и влаги достигает каких-то средних величин, между таковыми в экваториальном и полярных поясах вновь наблюдается некоторое соответствие между влаго- и теплообеспеченностью ландшафтов. Еще севернее расположен пояс, где приток тепла меньше притока влаги. Это область избыточного увлажнения. Наконец, на Крайнем Севере, в Арктике, приток тепла и влаги минимален, но малые значения испарения обеспечивают и здесь некоторое превосходство притока влаги над притоком тепла.

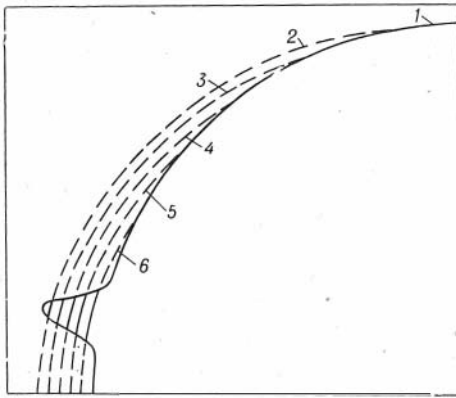


Рис. 2. Широтная и вертикальная географическая зональность (указана верхняя граница каждого слоя):

1 — ледяная пустыня, 2 — тундра, 3 — тайга, 4 — степь, 5 — полупустыня, 6 — пустыня.

Из сказанного следует, что широтное положение границ каждой географической зоны строго предопределено особенностями гидротермического баланса, а каждая зона характеризуется своеобразными, только ей присущими, режимами притока тепла и влаги. К югу от каждой географической зоны присущий этой зоне характер соотношения тепла и влаги сохраняется над земной поверхностью в виде некоторого слоя, постепенно поднимающегося вверх с уменьшением широты (рис. 2). Благодаря этому на до-

статочно высоких поднятиях рельефа располагаются обычно ландшафты более северной зоны (или северных зон). Так, например, достаточно высокое поднятие в зоне тайги может иметь на склонах тундровый ландшафт, а в пустынной — последовательно снизу вверх полупустынный, степной, таежный и т. д. Таким образом, пространственное распределение различных соотношений тепла и влаги служит в конечном счете причиной как широтной, так и вертикальной зональности.

Важнейшим следствием определенных соотношений тепла и влаги, присущих различным географическим зонам, является специфика современных денудационных процессов в каждой из этих зон. Так, например, для пустыни характерно слабое развитие, а чаще — полное отсутствие, процессов местного постоянного стока и широкое развитие эоловых процессов, а для степи — плоскостной сезонный сток на пологих и сосредоточенный временный сток на более крутых склонах и т. д.

Тесная взаимосвязь между широтной географической зональностью, с одной стороны, и денудационными процессами (процессами рельефообразования), с другой, может быть прослежена в наиболее чистом виде лишь на достаточно обширных равнинах, где влияние рельефа и иных азональных факторов минимально. Равнинные пространства Средней Азии, Казахстана и Западно-Сибирской низменности в целом образуют величайшую в мире равнину, протягивающуюся с юга на север почти от субтропиков до Арктики. Эти низменные, реже возвышенные равнины, за исключением окраинных частей, в целом характеризуются преобладанием сравнительно спокойного тектонического режима (длительных медленных опусканий и поднятий). Эти особенности движений земной коры отражены в строении поверхности. Пре-



обладают аккумулятивные и скульптурные равнины, а также невысоко поднятые пенеплены, в той или иной степени фиксированные древними корами выветривания. При этом абсолютные отметки поверхности на огромных пространствах не превышают 200—300 м.

Сравнительная простота строения поверхности этой огромной равнины в совокупности со сравнительно спокойным режимом циркуляции воздушных масс является причиной исключительно правильного широтного простираения на этой территории климатических, растительных, ландшафтных и иных природных зон. На эту особенность равнин Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири указывали многие исследователи (Берг, 1947; Суслев, 1947; Орлова, 1962, и др.). Идею всестороннего комплексного географического анализа этой огромной территории на базе аэроснимков как своеобразного «эталона» широтной географической зональности на протяжении многих лет пропагандирует В. П. Мирошниченко (1957а, 1957б, 1961 и др.).

Хотя отдельные участки равнин Средней Азии, Казахстана и Западно-Сибирской низменности весьма существенно различаются по геологическому строению, структурным особенностям, истории и характеру поверхности, все же при движении с юга на север наблюдается закономерная смена форм рельефа, развитых на породах различного происхождения и возраста. В связи с этим можно выделить несколько протягивающихся более или менее широтных зон с определенными особенностями строения рельефа (рис. 3)

Наиболее южную зону образуют равнины с господством современных и древних эоловых форм рельефа, лишенные разветвленной современной местной гидрографической сети, но пересекающиеся транзитными реками и несущие следы деятельности также главным образом транзитных речных систем (Келифский Узбой, Унгуз, Узбой, Дарьялык, Жана-Дарья и др.). Широко развиты также сухие современные и древние дельты и пролювиальные аккумулятивные (такырные) равнины. На склонах широко распространены мелкие формы рельефа, образованные современным плоскостным смывом, линейным временным стоком и древними оползнями.

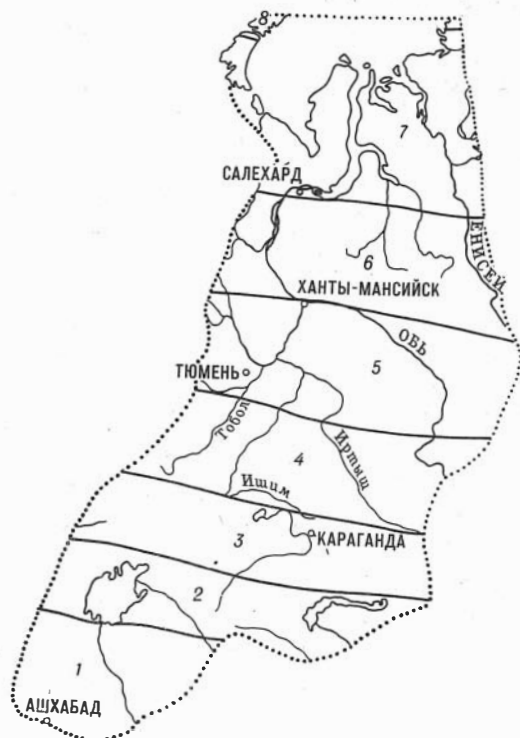


Рис. 3. Зональные особенности рельефа равнин Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири:

1 — зона современного и недавнего эолового расчленения древних пластовых, молодых озерных и аллювиальных равнин, 2 — зона недавнего и современного эолового расчленения древних пластовых равнин, претерпевших древнее эоловое расчленение, 3 — зона вторичного молодого эрозионного и эолового расчленения равнин, ранее претерпевших эрозионное и эоловое расчленение, 4 — зона развития современных просадочных форм, молодого эолового расчленения древних пластовых, относительно молодых озерных равнин и речных террас, 5 — зона современного и молодого эрозионного расчленения древних озерных и аллювиальных равнин, 6 — зона современного и молодого эрозионного расчленения древних ледниковых и приледниковых равнин, 7 — зона мерзлотно-термокарстового и эрозионного расчленения относительно молодых ледниковых, озерных и древних морских равнин, 8 — зона современных ледников, ледниковых и мерзлотно-солифлюкционных форм рельефа.

Севернее расположена зона преимущественно пластовых волнистых и останцовых равнин. Широким распространением пользуются останцовые массивы и замкнутые бессточные котловины различных размеров. Характерно своеобразное строение склонов — они имеют обычно вогнутую форму, т. е. их крутизна максимальна в верхней части. Многие склоны осложнены оползевыми формами, почти исключительно древними. Обычно склоны в той или иной степени оголены и осложнены мелкими современными формами рельефа, образование которых связано с деятельностью плоскостного смыва и временного линейного стока (бедленд). В понижениях часто встречаются влажные солончаки с неглубоким залеганием высоко минерализованных грунтовых вод. В целом зона характеризуется очень слабым развитием форм рельефа, образование которых связано с деятельностью проточных вод и обилием полых замкнутых понижений.

Следующая зона, приблизительно совпадающая с северной частью полупустынной зоны и выделяемой многими исследователями зоной сухой степи, характеризуется наличием хорошо разветвленной, в основном древней, сети ложбин стока. Ложбины расчленяют склоны обширных замкнутых бессточных понижений, на дне которых расположены соленые озера и солончаки, являющиеся местными базами эрозии многочисленных «логов» и «саев». Таковы Челкар-Тенгиз, Сары-Копа, Тенгиз-Кургальджинская впадина, ряд крупных котловин восточнее Кокчетавской возвышенности и многие другие. В пределах зоны вогнутые склоны постепенно сменяются прямыми и выпуклыми, главным образом пологими, хотя нередко и достаточно высокими. В целом для зоны характерно сочетание древних эрозионных форм рельефа с обширными замкнутыми, главным образом полами, низинами.

Севернее, совпадая приблизительно с зоной степи и лесостепи, расположена геоморфологическая зона, резко отличная от предыдущей. Она характеризуется исключительно слабой расчлененностью поверхности и практически полным отсутствием сети местных современных эрозионных форм рельефа. Пересекающие эту зону долины рек Тобола, Ишима и Иртыша имеют здесь резко выраженный транзитный характер. Широко распространены древние долины, обычно весьма неглубоко врезанные и сильно измененные последующими процессами, а также древние золотые формы рельефа. Среди последних различаются аккумулятивные (гряды и бугры) и скульптурные (котловины и лощины). Специфическую особенность зоны составляет почти сплошное распространение лессовых пород, образующих покров, залегающий обычно прямо на поверхности и сильно сглаживающий относительно более древние неровности. В северной части зоны широко распространены степные блюдца, западины и колки. Образование этих мелких форм рельефа связано с естественными просадками лессовидных отложений. У северного края зоны бессточные котловины полностью исчезают.

С подзонами южной, а отчасти типичной (средней) тайги совпадает следующая зона рельефа, для которой характерно сочетание плоских заболоченных междуречий и сети местных долин с постоянно функционирующими водотоками. Густота местной эрозионной сети возрастает в северном направлении. Широко распространены древние формы рельефа, образовавшиеся в результате интенсивного речного стока (террасы) и озерных трансгрессий (абразионные уступы, береговые валы, абразионно-аккумулятивные озерные равнины). Встречаются древние золотые формы рельефа различной морфологии и возраста.

Следующая к северу геоморфологическая зона, совпадающая приблизительно с северной частью среднетаежной подзоны и подзоной северной тайги, характеризуется сочетанием в той или иной степени волнистых и холмистых междуречий с густой сетью долин местных водотоков, имеющих постоянное течение. Междуречья изобилуют болотами и озерами, почти исключительно сточными. Широко распространены следы деятельности древних рек и озерных водоемов (террасы и озерные равнины). Изредка встречаются древние эоловые формы рельефа. Появляются древние формы рельефа ледникового генезиса.

С географическими зонами лесотундры и тундры совпадает геоморфологическая зона полого-волнистых и холмистых междуречий, расчлененных густой сетью молодых сточных озер и долин с постоянными водотоками. Часто встречаются лайды — сильно заболоченные низины на месте спущенных в недавнее время обширных озерных водоемов. Широко распространены современные эрозионные и мерзлотные формы рельефа, а также древние формы, образование которых связано с деятельностью равнинных ледников (холмисто-моренный рельеф, камы, конечно-моренные гряды, ложбины стока, зандры и т. д.), приледниковых озерных бассейнов (абразионные уступы, береговые валы, абразионно-аккумулятивные озерные равнины) и моря (абразионные уступы, береговые валы, морские террасы и т. д.).

Наконец, в пределах арктической географической зоны может быть выделена зона современного развития ледников и ледниковых форм рельефа.

Каждая из выделенных геоморфологических зон характеризуется органическим сочетанием современных и древних форм рельефа. Современные формы, образующиеся в настоящее время, отражают климатические условия и связанное с ними своеобразие современных денудационных процессов данной географической зоны. Древние формы, напротив, являются реликтивными. Нередко они бывают чужды современному климату и характеру денудационных процессов данной географической зоны, поэтому постепенно разрушаются и перерабатываются в иные, современные, формы.

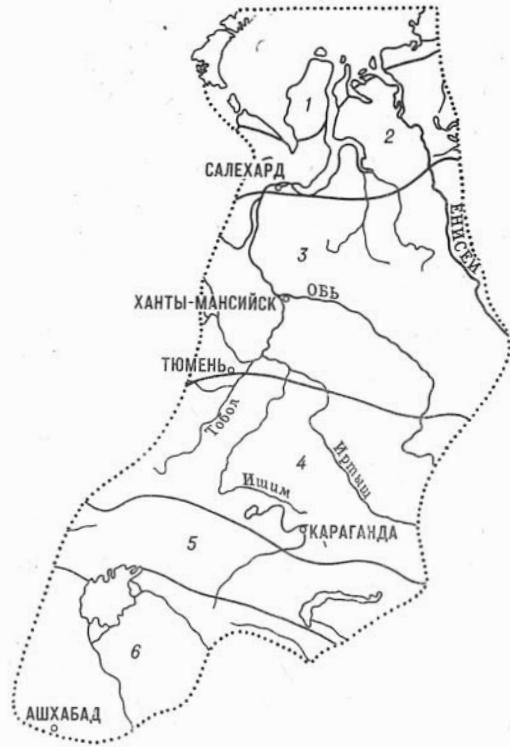


Рис. 4. Климат (по Григорьеву и Будыко, 1959) и современные процессы денудации равнин Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии:

1 — климат избыточно влажный, очень холодное лето. Морозное выветривание, склоновые процессы, мерзлотные процессы, деятельность потоков в теплое время года; 2 — климат избыточно влажный, холодное лето. Мерзлотные процессы, солифлюкция, деятельность потоков в теплое время года; 3 — климат влажный, умеренно теплое лето. Интенсивная деятельность постоянно функционирующих потоков; 4 — климат недостаточно влажный, теплое лето. Отсутствие местных водотоков, озерная деятельность, природные провалы, перемещение материала на склонах плоскостным и струйчатым смывом; 5 — климат сухой, теплое лето. Сочетание деятельности плоскостного смыва, временных потоков и ветра; 6 — климат сухой, очень теплое лето. Широкое развитие современных эоловых процессов.

Тесная взаимная связь между современными формами рельефа и денудационными процессами, характерными для каждой географической или климатической зоны, особенно ясно видна при сравнении карты зональных особенностей рельефа с климатической картой (рис. 4). Каждой климатической зоне соответствует своя специфика современных денудационных процессов, под влиянием воздействия которых формируются соответствующие современные формы. Эта специфика отражена в легенде как дополнительная характеристика каждой климатической зоны.

Хотя уверенное разграничение современных и древних форм рельефа возможно провести далеко не всегда, все же в целом в каждой геоморфологической зоне современные формы рельефа имеют подчиненное значение. При ближайшем рассмотрении оказывается, что основные черты строения каждой зоны отражают прошлое значительно ярче, чем настоящее, причем рельеф часто несет следы событий, протекавших в обстановке, существенно отличной от современной. Современные же формы рельефа чаще всего образуются в результате перестройки древних форм (переработка склонов крупных древних эоловых гряд в более мелкие современные, расчленение древнего абразионного озерного уступа современным плоскостным смывом и временным стоком, переработка термокарстом, солифлюкцией и эрозионными процессами древних холмисто-моренных ледниковых образований и т. д.).

Древние, реликтовые формы рельефа, имеющие различную морфологию, генезис, возраст, степень сохранности и определяющие в совокупности основные черты строения поверхности той или иной геоморфологической зоны, представляют ценность в том отношении, что проливают свет на природную обстановку и характер денудационных процессов прошлого. Изучение древних форм рельефа в сочетании с различными геологическими методами позволяет не только шаг за шагом проследить исторические пути последовательного формирования основных черт строения современного рельефа той или иной территории, но и наметить путем сравнительной оценки рельефа различных геоморфологических зон ряд поворотных пунктов этой истории, характерных для обширных участков поверхности планеты или для поверхности всей планеты в целом и получивших соответствующее отражение в нескольких или во всех геоморфологических зонах.

Работа по изучению древних форм рельефа ведется давно и с различными целями. Значительные успехи достигнуты, например, в изучении некоторых форм рельефа, образование которых связано с деятельностью древних равнинных ледников. Это изучение не только позволило объяснить генезис самих форм, но в значительной степени способствовало изучению истории древних оледенений в целом, выяснению главных этапов их развития и тех процессов, которые протекали в ледниковой и приледниковой зонах. Но такие существенные результаты достигнуты лишь на весьма ограниченных участках суши. На остальной же территории суши в целом и нашей страны в частности выполнение этой работы — дело будущего.

Проведенная нами беглая и предварительная сравнительная оценка древних форм рельефа на равнинных пространствах Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири показала, что рельеф различных геоморфологических зон отражает следы весьма существенных сдвигов в пространстве границ географических и климатических зон со свойственной им спецификой денудационных процессов. Так, например, можно считать достаточно твердо установленным, что в позднечетвертичное время и в голоцене происходили весьма существенные перемещения гра-

ницы избыточного и недостаточного увлажнения. Во время формирования отложений и поверхностей вторых надпойменных террас, например, обильный местный сток происходил не только на территории юга Западно-Сибирской низменности, но и на значительных пространствах равнин Северного и Центрального Казахстана. В это время граница избыточного и недостаточного увлажнения располагалась значительно южнее ее современного положения. В несколько меньших масштабах смещалась эта граница и во время формирования первых надпойменных террас, когда местный сток рек внеледниковой полосы в несколько раз превосходил по интенсивности современный сток (Волков, 1962, 1963, 1964; Волков и Волкова, 1964, 1965). В период, разделявший эти два этапа обильного стока, на равнинах не только азиатской, но и европейской части Союза, напротив, произошло резкое сокращение интенсивности речного стока, который стал значительно менее обильным, чем теперь. Граница избыточного и недостаточного увлажнения располагалась севернее, чем теперь, а южная окраина современной зоны избыточного увлажнения, несомненно, представляла собой лесостепь и степь, лишенную местной сети долин, с широким распространением западин, блюдца и иных замкнутых бессточных понижений. В южной части Западно-Сибирской низменности и в Казахстане в это время накопился субаэральный покров лессовидных отложений и образовался генетически тесно связанный с этими отложениями гривный рельеф. Гривы Западной Сибири, однообразно ориентированные прямолинейные гряды (бэровские бугры) Прикаспия и других районов Русской равнины имеют эоловое происхождение и образовались всюду, по-видимому, одновременно — в период повсеместного сокращения речного стока после формирования вторых надпойменных террас и резкого понижения уровня Каспия (Мангышлакская стадия М. М. Жукова). В это же время образовались и крупные песчаные эоловые формы рельефа в Низменных Каракумах и в Западной Туркмении, которые в настоящее время постепенно перерабатываются в более мелкие современные.

Изменения широтного положения ландшафтных и климатических зон, несомненно, происходили и в более ранние этапы четвертичного периода. Они сопровождались изменением характера денудационных процессов и образованием соответствующих форм рельефа, часть которых в той или иной степени сохранилась до наших дней.

Определенные соотношения тепла и влаги, характерные для той или иной географической зоны, продолжают к югу от этой зоны в атмосфере в виде слоя определенной толщины. Смещение климатических и ландшафтных зон может происходить как за счет широтного перемещения всех слоев без существенного изменения толщины каждого слоя, так и за счет перемещений, при которых толщина каждого слоя будет существенно меняться. В последнем случае будут соответственно меняться «толщины» и высотные пределы вертикальных природных зон в горах. По-видимому, именно такого типа перемещения зон и изменения соотношения тепла и влаги преобладали в четвертичном периоде в Средней Азии, Казахстане и Западно-Сибирской низменности.

Дальнейшее всестороннее изучение зональных особенностей рельефа, разграничение современных и древних форм рельефа каждой природной зоны, анализ процессов, под воздействием которых формировались древние и образуются современные формы рельефа наряду со всесторонним изучением отложений, которыми сложены эти формы, помогут отделить местные изменения характера денудационных процессов от всеобщих изменений, т. е. выявить крупные этапы колебаний

климата, сопровождавшихся во всех или нескольких зонах соответствующими изменениями характера денудации и рельефообразования. Эти крупные этапы можно будет использовать как надежные палеогеографические реперы в геоморфологических и геологических целях. Правильная оценка роли экзогенных процессов будет способствовать и более полному выявлению роли тектонических сил в формировании рельефа.

Основные выводы сводятся к следующему:

1. На обширных равнинных пространствах Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири наблюдается четкая широтная зональность форм рельефа различного генезиса.

2. Среди форм каждой зоны различаются современные и древние. Современные формы образуются под влиянием денудационных процессов, характерных для данной географической зоны, а древние отражают специфику денудационных процессов прошлого, нередко существенно отличную от современной.

3. Зональность рельефа является составной частью, одной из сторон проявления географической зональности.

4. Размещение природных, географических зон вместе с присущими им особенностями денудационных процессов определяется, согласно периодическому закону географической зональности, характером гидротермического баланса.

5. В геологическом прошлом соотношение тепла и влаги существенно менялось. Эти изменения сопровождались значительными широтными смещениями природных зон.

6. Изучение зональных особенностей рельефа наряду с использованием других методов палеогеографии позволит наметить этапы повсеместных изменений климата и денудационных процессов. Эти рубежи в дальнейшем можно будет с успехом использовать в геоморфологических и геологических исследованиях.

7. Сравнительный анализ особенностей строения рельефа различных географических зон с исторических позиций будет способствовать более объективной оценке роли экзогенных и эндогенных сил в формировании рельефа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3, 1947.
- Волков И. А. К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27. Новосибирск, 1962.
- Волков И. А. Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири. «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 3.
- Волков И. А. О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 25. Новосибирск, 1964.
- Волков И. А. и Волкова В. С. О позднелейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
- Волков И. А. и Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. Сборник: «Основные проблемы четвертичного периода СССР». М., 1965.
- Герасимов И. П. Современные проблемы геоморфологии Казахстана. Алма-Ата, 1943.
- Григорьев А. А. и Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности. Докл. АН СССР, 1956, т. 110, № 1.
- Григорьев А. А. и Будыко М. И. Классификация климатов СССР. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1959, № 3.
- Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1953.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. ОГИЗ, 1948.

- М и р о ш н и ч е н к о В. П. Применение аэрометодов для ландшафтных исследований. Научн. зап. Львовского гос. ун-та, т. 40, геогр. сборник, вып. 4, 1957а.
- М и р о ш н и ч е н к о В. П. Краткая физико-географическая характеристика территории исследований, задачи, методы проведения и общие результаты выполненных работ. Сборник: «Материалы к использованию аэрометодов при изучении почв и растительности Северного Казахстана». М., Изд-во АН СССР, 1957б.
- М и р о ш н и ч е н к о В. П. Применение аэрометодов при изучении зональных и региональных закономерностей ландшафтов. Сборник: «Применение аэрометодов в ландшафтных исследованиях». М.—Л., 1961.
- О р л о в а В. В. Западная Сибирь. «Климат СССР», вып. 4. Л., Гидрометиздат, 1962.
- С у с л о в С. П. Физическая география СССР. М.—Л., Учпедгиз, 1947.
-

# МОРФОСТРУКТУРА И МОРФОСКУЛЬПТУРА ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

М. Е. ГОРОДЕЦКАЯ  
(Институт географии АН СССР)

Изучение элементов морфоструктуры и морфоскульптуры юга Западно-Сибирской равнины показало, что прежние представления о простом, монотонном строении ее рельефа не соответствуют действительности. Современная поверхность этой территории имеет весьма сложный ступенчатый рельеф, основные черты которого сформировались в процессе взаимодействия новейшего тектонического поднятия и эрозионно-аккумулятивной деятельности воды.

## МОРФОСТРУКТУРА

По характеру соотношения тектонической структуры и современного рельефа Западно-Сибирская равнина делится на две части: область внешних, относительно повышенных равнин и область внутренних, относительно пониженных равнин (И. В. Дербигов, 1958; Ю. А. Мещеряков, 1962, и др.). Первая морфоструктурная область размещается по западной, южной и восточной окраинам Западно-Сибирской равнины и приурочена к внешнему поясу Западно-Сибирской плиты, где преобладают положительные геологические структуры; вторая занимает весь центр и север Западно-Сибирской равнины, где преобладают отрицательные геологические структуры.

Относительно приподнятое гипсометрическое положение равнин внешнего пояса находит свое объяснение в относительно повышенном залегании кровли фундамента: в сниженных, по сравнению с внутренней областью, мощностях осадочного чехла. Совершенно очевидно, что в этих условиях унаследованность морфоструктур проявляется наиболее отчетливо в области внешнего пояса Западно-Сибирской равнины, в то время как во внутренней области она значительно ослаблена (Мещеряков, 1962).

Комплексный морфоструктурный метод исследования, который включает сравнительный анализ орографии, морфологии, особенностей внутреннего строения и тектонической структуры как всей территории в целом, так и отдельных крупных элементов ее рельефа, показал, что южная часть равнин внешнего пояса Западной Сибири имеет **ступенчатый (моноклиальный) морфоструктурный план**, который к западу от Омской впадины относится к категории прямой, а к востоку — обращенной морфоструктуры (Городецкая, 1964).

В области прямой морфоструктуры юго-запада Западно-Сибирской равнины мы выделяем три прямые морфоструктуры I порядка: 1 — Тур-



гайскую ступенчатую возвышенную равнину (абс. отм. от 170—180 до 340 м); 2 — Предтургайскую наклонную равнину (абс. отм. от 170—180 до 150—145 м) и 3 — Ишим-Иртышскую наклонную равнину (абс. отм. от 150—145 до 120—100 м) (рис. 1).

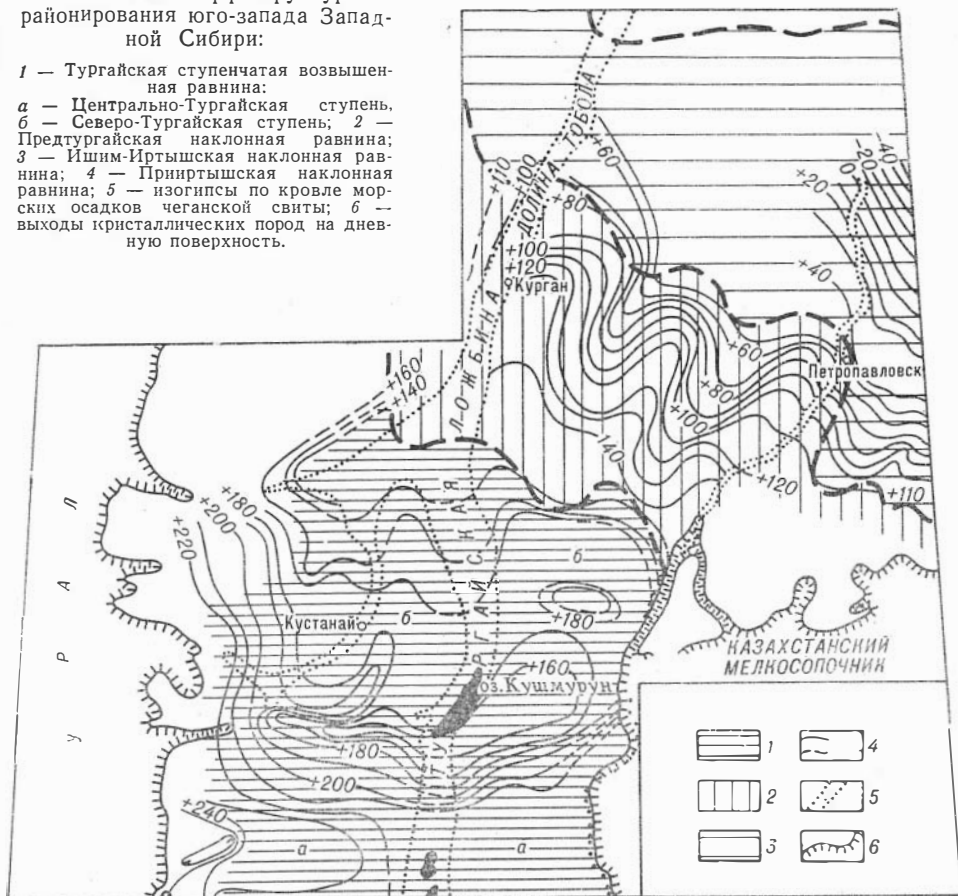
**Тургайская ступенчатая возвышенная равнина** (плато) расположена в пределах субширотно ориентированной Кустанайской седловины и южной части Куртамышской моноклинали в области новейшего Тургайского субширотного поднятия. Эта морфоструктура имеет ступенчатое устройство современной поверхности, которое отражает ступенчатый характер новейших отложений структуры (Доскач, 1961).

Поскольку ступенчатость не нарушает, а лишь осложняет единую Тургайскую морфоструктуру, выраженные в пределах последней крупные орографические ступени мы относим к элементам морфоструктуры второго порядка. Среди последних намечаются (с севера на юг): а) Северо-Тургайская ступень (абс. отм. современной поверхности от 170—180 до 200—220 м) и б) Центрально-Тургайская ступень (абс. отм. от 200—220 до 320—340 м). Последняя с юга со стороны Южно-Тургайской впадины ограничена поверхностью в Южно-Тургайской ступени (абс. отм. от 200—220 до 150 м).

Каждой из этих ступеней соответствует определенный структурный уровень, который находит свое отражение как в структуре погребен-

Рис. 1. Схема морфоструктурного районирования юго-запада Западной Сибири:

- 1 — Тургайская ступенчатая возвышенная равнина;  
 а — Центрально-Тургайская ступень,  
 б — Северо-Тургайская ступень; 2 — Предтургайская наклонная равнина;  
 3 — Ишим-Иртышская наклонная равнина; 4 — Прииртышская наклонная равнина; 5 — изогипсы по кровле морских осадков чеганской свиты; 6 — выходы кристаллических пород на дневную поверхность.



ной кровли морских осадков чеганской свиты олигоцена \* ( $Pg_2^3 - Pg_3^1$ ) (см. рис. 1), так и в зональности покровных отложений, на которых формируется современный рельеф Тургайской морфоструктуры (Сигов, 1954; Бондарева и Самодуров, 1957; Кошелев, 1959, 1960; Шагаров, Давликамов и др.).

В связи с выделением Тургайского плато в качестве морфоструктуры первого порядка возникает вопрос о ее северной границе, соответствующей южной границе Западно-Сибирской равнины. Ознакомление с литературными и картографическими материалами показало, что северная граница Тургая у разных авторов колеблется в пределах  $52-54^\circ$  с. ш.

Это объясняется тем, что в самом подходе к выбору руководящих признаков, по которым проводилась та или иная граница, не было полной ясности. Одни исследователи проводят ее по гипсометрии; другие — учитывая специфику рельефа; третьи — комплекс природных условий, четвертые — геологическую историю и т. д.

По данным комплексного структурно-геоморфологического анализа северную границу Тургайской морфоструктуры следует проводить по подножию Северо-Тургайской ступени, что доказывается совокупностью ряда признаков. Это, прежде всего, специфика современного рельефа Северо-Тургайской равнины, ее «северо-тургайский» облик, который характеризуется слабой расчлененностью и обилием микропонижений. Далее, это — особенности геологического строения данной ступени, среди которых важнейшие: сокращенный разрез отложений мезокайнозоя; локальное, по понижениям в кровле фундамента, размещение отложений мелового возраста; замещение широко развитой в пределах юга Западной Сибири павлодарской свиты мио-плиоцена ( $N_1^3 - N_2^1$ ) типично арало-тургайской жиландинской свитой миоцена ( $N_1^{2-3}$ ), которая является, очевидно, неполным стратиграфическим аналогом павлодарской свиты; относительно древний возраст завершающих разрез покровных отложений раннеплиоценового возраста и, наконец, отсутствие на водоразделах каких-либо следов более молодой покровной аккумуляции.

Наконец — это особенности тектонического строения данной территории, которая расположена на севере Кустанайской седловины, в области северного крыла новейшего Тургайского поднятия, там, где поверхность фундамента приподнята на высоту от 0 до 100 м, а кровля морских осадков чеганской свиты олигоцена — на высоту от 150 до 240 м (см. рис. 1).

Все это дает право северную границу Тургайской морфоструктуры проводить по подножию северного склона Северо-Тургайской ступени на высоту 170—180 м.

Как крупный элемент современной морфоструктуры Тургайская возвышенная ступенчатая равнина начала формироваться, очевидно, еще в первой половине неогена (Кошелев, 1959, 1960; Доскач, 1961, и наши данные). Что же касается ее наиболее северного крыла — Северо-Тургайской ступени, то ее возраст мы датируем плиоценом.

Плиоценовый возраст Северо-Тургайской ступени подтверждается как возрастом покровных раннеплиоценовых отложений междуречий, так и временем заложения средне-позднеплиоценовой гидросети. Совершенно очевидно, что в среднем плиоцене в области Северо-Тургайской ступени уже существовала первичная аккумулятивная равнина. Наличие

---

\*Структурная карта Тургая была построена под руководством и при участии А. Г. Доскач в 1959 г. и дополнена нами для северных районов в 1962—1964 гг.

же кустанайского вреза пра-Убагана является несомненным доказательством тому, что во вторую половину плиоцена поверхность этой ступени была уже осушена и относительно приподнята.

**Предтургайская наклонная (моноклиальная) равнина** непосредственно ограничивает Тургайскую морфоструктуру с севера. Эта морфоструктура имеет переходный характер, что подтверждается ее положением, во-первых, в зоне стыка двух разновозрастных областей складчатости (субмеридиональных погребенных структур Урала и субширотных структур Северного Казахстана) и, во-вторых, в зоне перехода от субширотных мезокайнозойских структур Тургая к субмеридиональным структурам центральной части Западно-Сибирской плиты. Ее южная, большая половина расположена в пределах субширотных структур (север Куртамышской и юго-запад Приказахстанской моноклиалей), а область склона — в пределах субмеридиональных структур (юг Тобольского пояса валов, Аромашевского прогиба, Боровлянского вала и др.).

Современная поверхность этой морфоструктуры имеет типично «западносибирский» облик; для нее чрезвычайно характерно обилие гривно-ложбинных, древнедолинных и западных форм рельефа с массой небольших озер, что резко отличает Предтургайскую равнину от равнин Тургая.

Возраст Предтургайской морфоструктуры мы определяем как плиоцен-четвертичный, что подтверждается, с одной стороны, возрастом осадков, на которых формируется ее современный рельеф, а с другой — положением разновозрастных покровных отложений в современном рельефе равнины.

Наши исследования показали, что в позднем плиоцене — в ранне-четвертичное время первичный плиоценовый водораздел Предтургайской равнины был эродирован водами пра-Ишима. Свидетельством этого этапа расчленения являются фрагменты плиоцен-нижнечетвертичных русел и выполненная ниже-среднечетвертичными отложениями древняя долина пра-Суери. В современном рельефе долина пра-Суери либо выражена очень слабо, либо не выражена совсем. Последнее, в частности, касается верховьев долины пра-Суери, которая на участке от с. Куприновка до с. Пресновка является погребенной: скважины вскрыли здесь 30-метровую толщу ранне-среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений, которые выполняют глубокую (до 30 м) и очень широкую (до 60 км) долину, перекрывая размытую кровлю отложений Тургайской серии ( $Pg_2^3$ ) и сохранившиеся от размыва клочки аральской свиты ( $N_1^2$ ). Однако в современном рельефе этот участок долины пра-Суери совершенно не выражен: поверхности древнего плиоценового водораздела и древней ранне-среднечетвертичной долины лежат сейчас на одинаковом гипсометрическом уровне на высоте от 160 до 145 м. Данное обстоятельство указывает на то, что формирование Предтургайской морфоструктуры продолжалось и в четвертичное время, уже после того, как долина пра-Суери была выполнена озерно-аллювиальной толщей ранне-среднечетвертичного возраста.

**Ишим-Иртышская наклонная равнина** занимает северную половину внешнего пояса Западно-Сибирской равнины. Как и Предтургайская наклонная равнина, эта морфоструктура объединяет несколько структур мезокайнозойского покрова: большую часть Боровлянского, Петропавловского и Октябрьского валов, юг Вагай-Ишимского выступа и западный борт Омской впадины.

В новейшее время все эти структуры были объединены в пределах единой моноклиальной морфоструктуры. Однако ряд структур мезокайнозойского чехла как бы «просвечивает» в современном рельефе

Ишим-Иртышской равнины. Так, Вагай-Ишимскому выступу здесь соответствует область относительно приподнятой плиоцен-нижнечетвертичной аккумулятивной водораздельной равнины Тобол-Ишимского и крайнего запада Ишим-Иртышского междуречий с абс. отм. современной поверхности от 150 до 140 м. Западному борту Омской впадины соответствует пологосклоненная на восток равнина Ишим-Иртышского водораздела с абс. отм. современной поверхности от 140 до 120—115 м. Тобольский пояс валов находит свое выражение в виде полосы относительно приподнятой Притобольской равнины и т. д.

Возраст данной морфоструктуры мы определяем как четвертичный. При этом мы учитываем, что покровная аккумуляция здесь прекратилась лишь в нижнечетвертичное время (В. В. Шагаров и др.). В среднечетвертичное время эта равнина уже была относительно приподнята и расчленена: на Тобол-Ишимском водоразделе — системой русел и долин север-северо-западной и северной ориентировки, а на Ишим-Иртышском междуречье ее пересекало среднечетвертичное русло так называемого «Камышловского лога». Во вторую половину среднечетвертичного времени и в позднечетвертичное время в области этой морфоструктуры продолжались новейшие поднятия. Об этом свидетельствуют перекрытие верховьев Камышловского лога и древних русел на Тобол-Ишимском междуречье, значительный эрозионный врез позднечетвертичного днища пра-Суери, формирование позднечетвертичных террас в современной долине Ишима, заложение в пределах среднечетвертичных террас позднечетвертичной овражно-балочной сети, интенсивное сокращение площади озерных водоемов и т. д.

Таким образом, мы приходим к выводу, что на юго-западе Западной Сибири процесс становления ступенчатой морфоструктуры охватывал большую часть неогена и весь четвертичный период. Наиболее высокая Тургайская морфоструктура является и относительно более древней, а наиболее низкая Ишим-Иртышская морфоструктура — относительно более молодой.

## МОРФОСКУЛЬПТУРА

Ступенчатая морфоструктура междуречий далеко не исчерпывает всего многообразия элементов и форм рельефа междуречных равнин юго-запада Западной Сибири. Здесь представлены весьма разнообразные формы мезо- и микрорельефа, которые относятся к категории преимущественно **эрозионной и эрозионно-аккумулятивной морфоскульптуры** (рис. 2). Среди последних выделяются три основных комплекса форм: древнедолинных, западинно-котловинных, гривно-ложбинных.

**Комплекс древнедолинных форм** представлен древними руслами и фрагментами древних долин, которые чрезвычайно широко распространены в пределах Предтургайской и Ишим-Иртышской морфоструктур и значительно слабее — на территории Северо-Тургайской морфоструктуры (Городецкая, 1961, 1964; Волков, 1964).

Анализ древнедолинных форм приводит к выводу о существовании определенной зависимости между возрастом осадков, выполняющих ту или иную долину, степенью выраженности долин в современном рельефе и возрастом той или иной морфоструктуры. Древние долины в области молодой (четвертичной) Ишим-Иртышской морфоструктуры (пра-Суерь, пра-Кизак, пра-Вагай, пра-Емец и пра-Мал. Емец) относительно молоды: они выполнены толщей среднечетвертичных отложений, в которую вложены позднечетвертичные урвни (позднечетвертичное днище

в долине пра-Суерь). В ряде случаев фрагменты этих древних долин выражены в современном рельефе достаточно хорошо: они имеют ложбинообразную форму, отлогие, но четкие, в верхней части заросшие лесом склоны и то узкие, то широкие безлесные днища с цепочками озер.

В пределах более древней плиоцен-четвертичной Предтургайской морфоструктуры преобладают фрагменты древних русел плиоцен-раннечетвертичного возраста, которые слабо выражены в современном рельефе. Что касается территории плиоценовой Северо-Тургайской ступени, то здесь представлены фрагменты еще более древней, плиоценовой (ку-

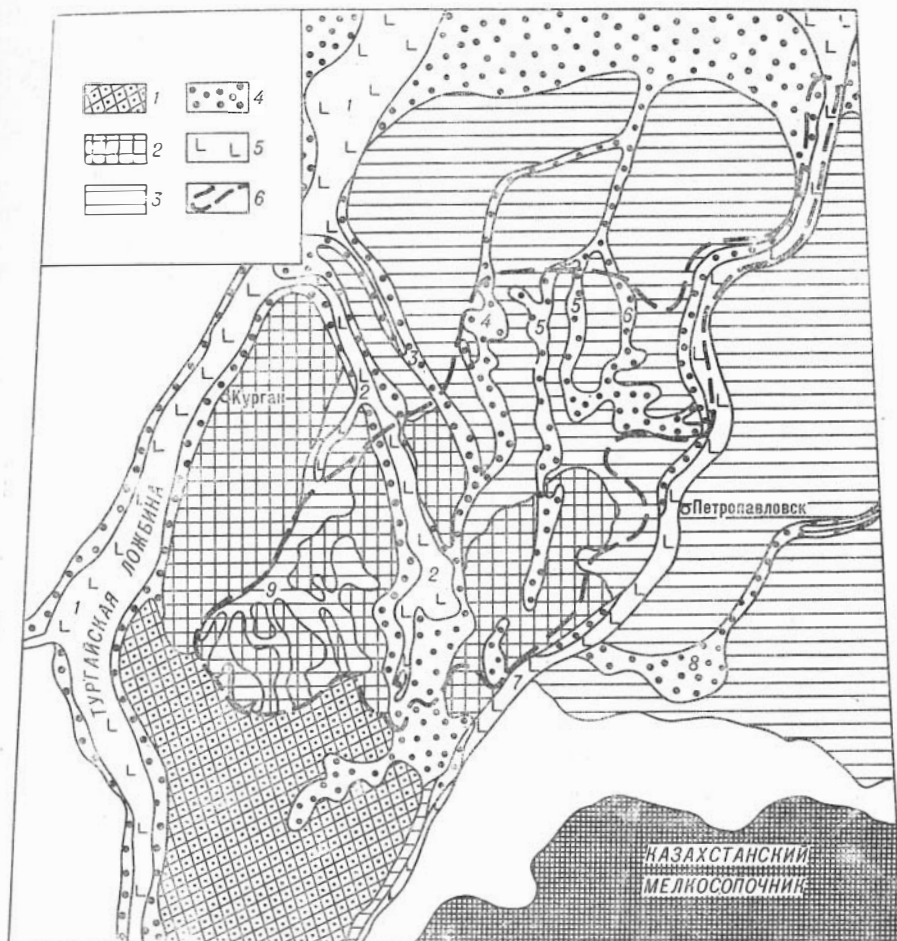


Рис. 2. Схема морфоскульптурного районирования юго-запада Западно-Сибирской равнины:

1 — денудационно-аккумулятивные равнины с просадочными степными блюдцами и микрозападинами; 2 — денудационно-аккумулятивные равнины с эрозийным крупногрядно-ложбинным рельефом и отдельными просадочными степными блюдцами и микрозападинами; 3 — аккумулятивные с элементами эрозийного расчленения равнины с мелкогрядно-ложбинным рельефом и преимущественно остаточными эрозийно-аккумулятивными мезозападинами; 4 — аккумулятивные равнины с отдельными участками эрозийного крупногрядно-ложбинного рельефа и остаточными эрозийно-аккумулятивными макрозападинами и котловинами; 5 — аккумулятивные равнины с отдельными участками эрозийного мелкогрядно-ложбинного рельефа и остаточными мезо- и макрозападинами; 6 — остаточные мезо- и макрозападины.

станайской) гидросети, которая в современном рельефе совершенно не выражена.

За весь плиоцен-четвертичный период, в течение которого формировались древние долины Убаган-Ишимского и Тобол-Ишимского междуречий, направление основного речного стока оставалось неизменным. На всех этапах своего существования древняя гидросеть была ориентирована с юга на север и ее питающей провинцией оставалась северо-восточная окраина Центрально-Казахстанского мелкосопочника. Сток шел с юга по долине пра-Ишима, который, начиная с конца плиоцена, сбрасывал свои воды на территорию относительно пониженных равнин Западной Сибири, где он последовательно и в разное время сформировал три дельты: одну — в конце плиоцена — начале раннечетвертичного времени (на территории Предтургайской равнины) и две — в среднечетвертичное время (на территории Ишим-Иртышской равнины). Длительная миграция пра-Ишима на восток была вызвана тектоническими причинами: усиленным поднятием в области Тобольской группы валов, которые «отжимали» долину пра-Ишима к востоку.

**Комплекс западно-котловинных форм** на территории юго-запада Западной Сибири представлен очень широко. В зависимости от размеров, глубины и морфологии можно выделить здесь три группы форм: а) степные блюдца (в поперечнике не более 100 м при глубине до 1,0 м); б) западины, которые подразделяются нами на микрозападины (в поперечнике 1,0—1,5 км при относительной глубине 1,0—2,0 м), мезозападины (в поперечнике 2—3 км при относительной глубине 2—4 м) и макрозападины (в поперечнике до 10 км и более при глубине 4—5 м); в) котловины (глубина до 10—19 м).

Как и древние долины, степные блюдца, западины и котловины размещены по территории ступенчатых равнин юго-запада в порядке строго определенной последовательности в соответствии с общим морфоструктурным планом территории: при переходе от одной морфоструктуры к другой их размеры, глубина, возраст и даже генезис меняются.

На территории Северо-Тургайской плиоценовой морфоструктуры преобладают степные блюдца и микрозападины преимущественно просадочного генезиса и широкого возрастного диапазона. На территории плиоцен-четвертичной Предтургайской морфоструктуры преобладают мезозападины, в днищах которых находятся мелкие заросшие озера, нередко неправильной формы. Большая часть этих мезозападин приурочена к днищам древних плиоцен-раннечетвертичных русел, являясь, по нашему мнению, реликтовыми эрозионно-аккумулятивными формами, генетически связанными с существованием плиоцен-раннечетвертичной гидросети. Отсюда возраст мезозападин мы датируем (предположительно) раннечетвертичным временем, а возраст находящихся в них озер — средне-позднечетвертичным временем.

На территории четвертичной Ишим-Иртышской морфоструктуры преобладают уже не мезо-, а макрозападины и котловины, в днищах которых размещаются обширные, но мелкие соленые и горько-соленые озера. Они, как правило, приурочены к днищам среднечетвертичных долин, являясь реликтами последних. Отсюда следует, что макрозападины и котловины Ишим-Иртышской ступени были заложены значительно позднее, нежели мезозападины Предтургайской ступени, очевидно, в среднечетвертичное время, и возраст находящихся в них озер поэтому не старше позднечетвертичного времени.

**Комплекс гривно-ложбинных форм** характеризуется закономерным чередованием в целом параллельных друг другу линейно вытянутых

положительных и отрицательных форм рельефа: грив и разделяющих гривы межгривных ложбин.

Проблема генезиса и возраста этих своеобразных форм рельефа, которая имеет почти столетнюю давность, не утратила своего значения вплоть до настоящего времени, о чем красноречиво свидетельствуют различные точки зрения современных исследователей. Камнем преткновения в этих спорах является внешне однообразная ориентировка линейно вытянутых гривно-ложбинных форм, которая дает основание ряду исследователей говорить об их эоловом генезисе (Волков, 1961, 1964; Мартынов, 1957, 1962; Федорович, 1961).

Детальные картографические исследования, посвященные специально вопросу ориентировки гривно-ложбинных форм юга Западной Сибири, показали следующее. Гривно-ложбинные формы на юге Западной Сибири не везде имеют одинаковое общее направление. В юго-западной части Западно-Сибирской равнины (к западу от долины Иртыша) в области Ишим-Иртышской и Предтургайской морфоструктур преобладают гривы восток-северо-восточных румбов, длинные оси которых ориентированы чаще всего по азимуту 70—75°. В области Тургайской морфоструктуры, на Тургай-Улужиланчикском водоразделе, на левобережье р. Улужиланчик и отдельными участками — на Убаган-Тобольском водоразделе — аналогичные формы грядового и гривного рельефа ориентированы в юго-западном, юго-юго-западном и восток-северо-восточном направлениях. В юго-восточной части Западно-Сибирской равнины (к востоку от долины Иртыша) преобладают гривы и увалы юго-западных румбов, длинными осями ориентированные по азимуту 245—238°. На юге Барабы и на севере Кулунды гривно-ложбинные формы ориентированы почти меридионально с юга на север под прямым углом к расположенному непосредственно севернее основному массиву грив Барабы.

Как на юго-западе Западной Сибири, так и на ее юго-востоке ориентировка гривно-ложбинных форм рельефа полностью совпадает с ориентировкой древних ложбин стока и долин современных рек (в Приобье); мелких долин, балок, оврагов, ложбин, потяжин и даже промоин (в Прииртышье). То есть ориентировка гривно-ложбинных форм не является чем-то исключительным, присущим лишь гривам. Мы видим, что подобную же ориентировку имеют и типично эрозионные формы рельефа. Таким образом, ни о каком строго выдержанном по всему югу Западной Сибири единстве ориентировки гривно-ложбинного комплекса не может быть и речи.

В целом можно сказать, что гривно-ложбинные, так же как и типично эрозионные формы рельефа юго-запада и юго-востока равнины ориентированы навстречу друг другу: они как бы «стекают» с наиболее приподнятых в результате новейших тектонических движений ступенчатых окраин равнины к ее относительно пониженному центру — субмеридионально ориентированному отрезку долины среднего Иртыша.

Анализ неотектонической структуры данной территории, сопоставленный с ориентировкой гривно-ложбинных и грядовых форм рельефа, позволяет говорить о существовании прямой зависимости последней от направления осей неотектонических структур. Во многих случаях длинные оси грив и разделяющих их межгривных ложбин, точно так же как и древние ложбины стока, овраги, балки и другие типично эрозионные формы рельефа, оказываются перпендикулярными к осям новейших тектонических структур юга Западной Сибири, нередко наследуя ориентировку основных структур фундамента и мезокайнозойского чехла.

Подробный геоморфологический анализ гривно-ложбинного рельефа юго-запада Западной Сибири показал, что этот рельеф характерен лишь для тех участков Предтургайской и Ишим-Иртышской морфоструктур, где широко представлены древние долины и русла с остаточными озерами, а южная граница его распространения совпадает с подножием северного склона Тургайской морфоструктуры.

Анализ всей суммы фактов: ориентировки, размещения, морфологии и геологического строения грив дает право утверждать, что гривно-ложбинные формы рельефа имеют водноэрозионное происхождение (Гордеевская, 1962). Эрозионный генезис грив подчеркивается тремя основными моментами. Во-первых, ту же ориентировку, что и гривно-ложбинный рельеф, имеет большинство средних и мелких эрозионных форм рельефа: балки — притоки Тургайской ложбины; балки и долины речек и ручьев — притоки рек Суерь, Кизак, Емец, Ишим и др.; ложбины стока к озерам; потяжины, промоины и овраги как на равнинах с гривно-ложбинным, так и с безгривным рельефом. Эти типично эрозионные формы рельефа размещены и на плиоценовых, и на плиоцен-четвертичных, и на позднечетвертично-голоценовых поверхностях (на поймах, на первых надпойменных террасах, на молодых озерных террасах); среди них есть и более древние, и те, что продолжают формироваться буквально у нас на глазах (потяжины, промоины, ложбины стока к озерам), имея при этом аналогичное гривам запад-юго-западное или восток-северо-восточное направление.

Во-вторых, как типично эрозионные, так и гривно-ложбинные формы размещаются вкрест древних и современных долин, озерных котловин и озерно-аллювиальных равнин по периферии разновозрастных, разновысоких уровней: речных и озерных террас; древних озерно-аллювиальных равнин и древних водоразделов.

И, в-третьих, где бы мы ни наблюдали гривно-ложбинные формы, — везде им присущи такие черты морфометрии и морфологии, которые характеризуют их как формы водноэрозионные. Ничем иным, кроме водной эрозии, нельзя объяснить стабильность абсолютной высоты водораздельных грив в пределах каждого участка древнего водораздела и данного гривно-ложбинного фронта и, наоборот, довольно резкие колебания их относительной высоты, которая варьирует не только от гривы к гриве, но и в пределах каждой данной гривы, будучи минимальной в ее верховьях и резко увеличиваясь вниз по ложбине, к устью. О водноэрозионном генезисе гривно-ложбинных форм говорит также снижение абсолютных отметок приречных грив вниз по долине и, наоборот, выдержанность абсолютных отметок вершин приозерных грив в пределах каждого данного приозерного участка.

При описании морфологии гривно-ложбинного рельефа выше было выделено два морфологических типа: крупногривный и мелкогривный. Размещение этих двух типов в пределах разновозрастных Предтургайской и Ишим-Иртышской морфоструктур подчинено определенной закономерности. Крупно- и мелкогривный типы размещаются в порядке последовательного чередования, которое определяется возрастом той или иной равнины. Крупногривный рельеф встречается в пределах равнин плиоценового и среднечетвертичного возраста по периферии базисных поверхностей плиоцен-раннечетвертичного и позднечетвертичного возраста. Мелкогривный рельеф распространен в пределах равнин плиоцен-раннечетвертичного и позднечетвертичного возраста по периферии базисных поверхностей среднечетвертичного и позднечетвертично-голоценового возраста. Однако, учитывая, что гривно-ложбинный рельеф Пришимья является деструктивным, мы не можем поставить знак равен-



ства между возрастом данной равнины и возрастом гривно-ложбинного рельефа: последний всегда будет моложе той равнины, в пределах которой он находится.

Крупногривный рельеф формируется в этапы преимущественных поднятий, когда процессы эрозии преобладали над процессами аккумуляции, а мелкогривный рельеф — в периоды относительного ослабления как тектонической активности, так и эрозионной деятельности, когда намечается усиление процессов аккумуляции.

Наиболее древним является гривно-ложбинный рельеф в области древних плиоценовых водоразделов территории Предтургайской морфоструктуры. В основных своих чертах он сформировался еще в конце плиоцена — в первой половине раннечетвертичного времени, чем и объясняются черты, указывающие на его дряхлость: широкие, плоскодонные ложбины и увалоподобные гривы. Наоборот, крупногривный рельеф в области высокой, среднечетвертичной террасы пра-Суери и в древних среднечетвертичных долинах на территории Ишим-Иртышской морфоструктуры, который начал формироваться в конце среднечетвертичного времени и окончательно сформировался в позднечетвертичное время, имеет черты, говорящие об его относительной молодости: узкие, полого наклоненные ложбины и четкие гряды-гривы.

Аналогичная картина наблюдается и в районах с мелкогривным рельефом: на более древних поверхностях, где мелкогривный рельеф выражен слабо, он напоминает рельеф волнистый, а на более молодых равнинах его можно охарактеризовать как гривный рельеф.

Суммируя вышеизложенное, приведем основные выводы:

1. Южная половина внешнего, относительно приподнятого пояса Западно-Сибирской равнины характеризуется ступенчатым устройством современной поверхности, которая амфитеатром опускается к ее центру. Эта ступенчатость — результат прямого отражения в современном рельефе ступенчатой новейшей структуры, которая в общих чертах наследует структуру фундамента.

2. В рельефе ступенчатой равнины юго-запада преобладают элементы разновозрастной эрозионной и эрозионно-аккумулятивной морфоскульптуры, которая имеет преимущественно реликтовый характер. Широкое развитие разновозрастных реликтовых форм эрозионной и эрозионно-аккумулятивной морфоскульптуры позволяет говорить о трех этапах обводнения ступенчатых равнин юго-запада Западной Сибири: позднеплиоцен-раннечетвертичном, среднечетвертичном (максимальное) и позднечетвертичном (минимальное). В историческое время имела место относительная стабилизация климата при сохранении его цикличности, на что указывает анализ многолетних колебаний озерных уровней.

3. Сравнительный анализ элементов морфоструктуры и морфоскульптуры юго-запада позволяет утверждать, что они формировались в условиях устойчивого тектонического поднятия, распространявшегося с юга, со стороны Тургайской морфоструктуры. Последним объясняется взаимосвязанность и взаимообусловленность как во времени, так и в пространстве всех элементов морфоструктуры и морфоскульптуры. С точки зрения возрастной зависимости важно подчеркнуть, что последовательное формирование разновозрастной ступенчатой морфоструктуры юго-запада обусловило последовательное смещение зон разновозрастной покровной аккумуляции, за которой следовала линейная (речная) аккумуляция, сменявшаяся затем локальной озерной аккумуляцией. В результате каждый элемент ступенчатой морфоструктуры имеет определенный набор разновозрастных элементов морфоскульптуры, при-

чем чем раньше сформировалась данная морфоструктурная ступень, тем старше элементы ее морфоскульптуры и, наоборот, чем моложе морфоструктура, тем моложе элементы ее морфоскульптуры.

Отсюда также следует, что возраст той или иной морфоструктуры определяет степень морфологической выразительности морфоскульптурных комплексов: в пределах более молодых морфоструктур все формы рельефа обычно выражены значительно лучше, чем в пределах более древних.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бондарева Т. М. и Самодуров В. И. О новой свите отложений плиоцена в восточной части Тургайского прогиба. «Бюлл. Моск. об-ва исп. природы», т. XXXII, вып. 6, 1957.
- Волков И. А. О гривном рельефе Ишим-Тобольского междуречья. «Геол. и геофиз.», 1961, № 9.
- Волков И. А. О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 25. Новосибирск, 1964.
- Волков И. А. и Волкова В. С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964.
- Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М., 1959.
- Городецкая М. Е. Некоторые особенности гривно-ложбинного рельефа юго-запада Западной Сибири в связи с вопросом его генезиса. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1962, № 1.
- Городецкая М. Е. Морфоструктура и возраст рельефа равнин юга Зап. Сибири. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1964, № 3.
- Дербиков И. В. О связи тектоники фундамента и чехла. Тр. Всесоюз. науч.-иссл. геол.-развед. ин-та, вып. 114. «Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности». Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Доскач А. Г. Основные черты неотектоники Тургайского прогиба. «Неотектоника СССР». Рига, 1961.
- Колшелев П. Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба. М., 1959.
- Мартынов В. А. Основные черты геоморфологии Кулундинской степи. «Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр.», вып. 1. Новосибирск, 1957.
- Мещеряков Ю. А. К методике изучения морфоструктуры Западно-Сибирской равнины. — В кн.: «Мат-лы по геологии, гидрологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири». Л., Гостоптехиздат, 1960.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., 1960.
- Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. «Бюлл. МОИП», т. XXIX, вып. 3. 1955.
- Сваричевская З. А. Геоморфология Северного Казахстана. Геоморф. сборник X Всесоюз. геогр. об-ва, 1958.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения лёсса в связи с условиями его распространения в Евразии. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 80. Мат-лы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 24, 1960.

# К ВОПРОСУ О МОРФОСТРУКТУРЕ И ЭТАПАХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

А. Г. ДОСКАЧ

(Институт географии АН СССР)

Территория Тургайского прогиба, зажатая между горным Уралом и Казахстанским мелкосопочником, включает в себя Тургайскую столовую страну, обрамленную на севере повышенной юго-западной окраиной Западно-Сибирской низменности, а на юге Челкар-Тенгизской впадиной. Строение поверхности прогиба в общих чертах характеризуется ступенеобразным нарастанием высот (165—220 м) от Западно-Сибирской низменности к югу, к центральной части территории (240—340 м), а затем новым ступенеобразным уменьшением их (до 130—120 м) в южном направлении. Вблизи Челкар-Тенгизской впадины местность моноклинально повышается (до 170—220 м) и круто обрывается к солончаково-озерному днищу впадины, абсолютные высоты которого колеблются от 100 до 60 м. Восточная часть Тургайского прогиба прорезана глубокой (100—150 м) древней сквозной Тургайской ложбиной, имеющей в северной части почти меридиональное направление, а к югу от 51° сев. широты отклоняющейся в соответствии с новейшей тектонической структурой местности к юго-западу. Аналогичное (ЮЗ-СВ) простираение имеет ряд менее крупных долин Тургайского прогиба (Тобол, Улькайяк, Кара-Тургай и др.).

Охарактеризованные закономерности распределения высот отражают основные особенности геоморфологии местности. По строению поверхности Тургайский прогиб делится на четыре главных геоморфологических уровня — ступени рельефа. Все четыре ступени рельефа объединены между собой общностью морфоструктурного развития, но отличаются по морфоскульптуре в силу разных палеогеографических условий четвертичного времени на севере и юге территории. Северная, относительно гумидная часть прогиба (лесостепь и умеренно засушливая степь) испытывала более непосредственное влияние изменений климата и стока как при развитии и деградации оледенений, так и в послеледниковое время — в голоцене. Южная часть прогиба развивалась в более аридной обстановке, и палеоклиматические колебания здесь менее непосредственно сказывались на развитии рельефа. Скульптура северной части прогиба создавалась под преимущественным влиянием процессов водной аккумуляции и неглубокой последующей обработки поверхностными водами ( $Q_3^2$ — $Q_4$ ). Скульптура южной части преимущественно аридно-денудационная. Она характеризуется преобладанием аридных плато, расчлененных лишь по краям (главным образом на участке более интенсивных поднятий), и подчиненным распространением аккумулятивных равнин с молодой аридной обработкой. Северная часть про-

гиба, как орографическая единица, носит название Предтургайской равнины, а южная часть объединяется под общим названием Тургайского плато.

Предтургайская плиоцен-четвертичная аккумулятивная равнина — северный Тургайский амфитеатр — двумя пологими мезоступенями (200—220—185—165 м) снижается в сторону Западно-Сибирской низменности, склон которой также имеет ступенчатое строение (Городецкая, 1962). Поверхность равнины сложена толщей неогеновых континентальных, преимущественно водных (озерно-аллювиальных), отложений, пластуобразную мощность, уменьшающуюся к югу, где эти отложения значительно опесчаниваются. На плиоценовых отложениях залегают бурые четвертичные суглинки (озерные, аллювиальные и делювиальные), мощность которых варьирует от 0,5 до 30 м, резко уменьшаясь на водоразделах и увеличиваясь в долинах и депрессиях. Строение и распространение суглинков является свидетельством значительной обводненности Предтургайской равнины в плейстоцене. Следы периодического расширения площади озер и создания больших застойных и полупроточных водоемов являются крупные неглубокие замкнутые и ложбинно-образные депрессии, в которых сейчас группируются многочисленные небольшие бессточные впадины, реликтовые озерные котловины и сухие западины. К депрессиям нередко привязаны неглубокие сухие борозды стока, образующие местами как бы веера из цепочек озер и сухих западин (Герасимов, 1939). Помимо малых котловин в депрессиях имеются и другие следы как усиления стока вод, так и сокращения и распада былой водной глади и «спуска» водоемов.

Значительной обводненностью характеризовалась в четвертичное время Тургайская ложбина, дренировавшая окружающие равнины и отводившая, как показывает строение ее террас, большую часть северных вод к югу. Многоводными были долины некоторых других рек, стекавших с Уральских гор и испытывавших подпор в низовьях.

В пределах Предтургайской равнины, по рельефу, выделяется южная наиболее высокая ступень Предтургайского «амфитеатра», где преобладают крупные озерные котловины, образующие цепь в общей широтно вытянутой очень пологой депрессии, тянущейся вдоль уступа Тургайского плато. Указанием на довольно интенсивный древнечетвертичный размыв поверхности являются здесь останцы кристаллических пород, окаймляющие равнину на северо-западе, и островные песчаные возвышенности с участками гривного рельефа на опесчаненных равнинах между ними, располагающихся восточнее.

Нижняя ступень Предтургайской равнины характеризуется значительным развитием более мелких озерных котловин и ложбин стока, имеющих преимущественно северо-восточное простирание, а также сухих западин с лесными колками в них. Характерной чертой западно-сибирских ступеней является озерно- и ложбинно-гривный рельеф.

Предтургайская равнина является как бы переходной зоной, отделяющей наиболее высокую часть Тургайской столовой страны — Тургайское плато от Западно-Сибирской низменности. Орографическая и ландшафтная границы обеих равнин в области их стыка неясны и не совпадают с тектонической границей Западно-Сибирской впадины. Испещренные озерами колючно-лесостепные пространства юго-западной окраины низменности продолжают к югу, как бы внедряясь в область Тургайского прогиба. Это объясняется, в частности, ходом развития территории в плиоцен-четвертичное время, когда молодые поднятия обуславливали однотипность орографии переходной зоны, плащ молодых

наносов сглаживал перегибы и формировалась специфическая озернокотловинная морфоскульптура этих мест. Известную роль играет современное широкое распространение западин с лесными колками, сближенными между собой и создающими колючно-лесостепной ландшафт, являющийся особенностью севера Предтургайской и юга Западно-Сибирской равнины.

К югу от Предтургайской равнины, отделяясь от нее уступом, сформировавшимся к началу четвертичного времени, располагается наиболее древняя и высокая часть Тургайского прогиба — миоценовое высокое плато со столово-останцовым и ступенчатым (турткулевым типа) денудационным рельефом. Характерной особенностью является здесь необычайно плоская поверхность широких столовых плато, разные уровни-ступени которых отделяются друг от друга уступами. Своеобразно и нередко очень густо расчлененными являются только края плато, обращенные к перегибам между ступенями и крупным ложбинам стока — Тургайской и Сыпсынагашской. Это молодой голоценовый размыв склонов, создающий узкие полосы интенсивного расчленения, имеющие нередко характер настоящих бедлендов. Следы плейстоценового размыва и сколько-нибудь значительной аккумуляции на водоразделах отсутствуют. Указания на интенсивный и обильный сток вод имеются только в геоморфологии Тургайской и Сыпсынагашской ложбин и некоторых древних балок-саев (Доскач и Левина, 1959). Северный уступ Тургайского плато являлся в плейстоцене своего рода барьером, препятствующим проникновению какого-либо внедолинного стока в пределы южной части территории, миоценовое же плато почти лишено долин.

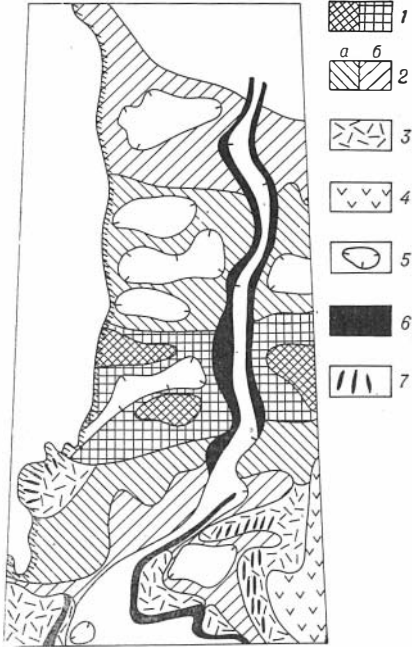
К югу от миоценового плато расстилается низкое и молодое плиоцен-нижнечетвертичное, более значительно расчлененное эрозией, плато или плиоценовая аккумулятивная приподнятая равнина. Она двумя неширокими наклонными ступенями (160—170 и 140—120 м) спускается к югу. Будучи ограниченным поднятиями своей южной и юго-восточной окраины низкое плато оказывается в центральной части в положении низины восток-северо-восточного простиранья, являвшейся приемником местного стока и как бы зажатой между двумя поднятыми зонами — миоценовым столовым плато на севере и моноклиальным плато на юго-востоке. В пределах этой «низины» отмечается повышение (до 20—30 м) мощности субаквальных и делювиальных ниже- и среднечетвертичных отложений, причем мощность плиоцен-четвертичных осадков закономерно уменьшается по мере повышения рельефа. Очертания низкой равнины, включающей низовья Тургайской ложбины и сливающейся на юге с Челкар-Тенгизской впадиной (рис.), рисуют здесь область обильного периодического, но неравномерного в разные фазы, сброса вод; приходивших сюда с севера и растекавшихся в южных низинах. Геоморфологические свидетельства существования новейших пльвиальных эпох (Герасимов, 1937, и др.), стока и спада вод, процессов древней эрозии и аккумуляции здесь довольно многочисленны.

Интенсивное и своеобразное грядово-ложбинное или грядово-останцовое расчленение обращенных к низкому плато «склонов» окружающих поднятий свидетельствует об интенсивном прямолинейном плейстоценовом размыве поверхности водами местного стока, неуклонно усиливавшимся вследствие медленного продолжающегося и сейчас воздымания юга и юго-востока территории и медленного увеличения ее перекосов.

Южное моноклиальное, а также юго-западное плато характеризуются ярко выраженным турткулевым рельефом, который формируется здесь в своем наиболее типичном выражении, под воздействием аридной денудации, в условиях климата пустыни и полупустыни, при вос-

ходящем развитии территории, способствующем непрерывному «рождению» первичных и растущих перегибов поверхности и пластовых ступеней, подвергающихся аридной обработке. Крутые и высокие уступы «чинки» ограничивают моноклиналиное плато на юге, а юго-западное плато — на востоке.

Формирование современных геоморфологических особенностей Тургайской столовой страны тесно связано с историей морфоструктурного развития Тургайского прогиба и новейшим поднятием этой зоны, наиболее интенсивным в центральной части, при постепенном втягивании в поднятие северного и южного «крыльев» прогиба.



Структурно-геоморфологическая схема Тургайского поднятия:

1 — высокое плато центральной части Тургайского поднятия: а — столово-останцовые плато верхнего яруса, б — столово-ступенчатые плато нижнего яруса; 2 — морфоструктурные ступени северного (тургайского) и южного (тургайского) амфитеатров: а — высокие ступени; б — низкие ступени; 3 — моноклиналиные, туркулевые и крупно-градовые плато интенсивно поднимающейся южной окраины Тургайского поднятия; 4 — высокие плато юго-восточной окраины прогиба; 5 — структурные депрессии и эрозивно-тектонические ложбины; 6 — крутые расчлененные склоны и системы «чинков», соответствующие наиболее интенсивно поднимающимся участкам Тургайского прогиба; 7 — крупноградовый рельеф поднимающихся окраин наклонных плато.

сокой суши, господства континентальных условий, континентального выравнивания поверхности, наряду с развитием дифференцированных движений, глубоких размывов, контролируемых структурой местности (направление складчатости фундамента) и имеющих преимущественно субмеридиональное (С-В) и меридиональное простирание. Эти же направления остаются и до настоящего времени преобладающими для древних долин или их значительных отрезков у крупнейших рек Западной Сибири и Тургая (Тобол, Тургайская ложбина, Ишим, Иртыш, Обь и др.).

Тургайский прогиб в структурном отношении представляет полосу мел палеогенового погружения Турано-Сибирской эпипалеозойской плиты между горными сооружениями Урала и Казахского мелкосопочника. Складчатый палеозойский фундамент здесь залегает на большой глубине, размыт и прорван интрузиями. Анализ глубины залегания кровли фундамента позволил Г. Е. Быкову (1948) выделить в пределах прогиба несколько сдвинутую к северу поднятую зону, имеющую почти широтное простирание и названную Кустанайским валом. Эта структура подтверждена и более поздними исследованиями. В обе стороны от Кустанайского вала, или седловины, кровля палеозоя погружается, образуя на юге Тургайскую впадину, а на севере переходя к Западно-Сибирской впадине.

Мезокайнозойский платформенный осадочный чехол в пределах прогиба разделяется (Ростовцев, 1954; Михайлов, 1959, и др.) на три комплекса (структурных этажа), каждый из которых отвечает крупным палеогеографическим циклам в истории Тургая. Формирование нижнего комплекса (этажа) охватывает период от верхнего триаса почти до конца верхней юры. Это время существования в пределах Тургайского прогиба относительно вы-

Следующий, средний цикл развития территории, продолжавшийся от конца поздней юры до начала позднего палеогена ( $J_3 - P_{g1}$ ), характеризуется резким изменением тектонического и палеогеографического режимов. Это — время погружения территории, приведшего к возникновению здесь прогиба как определенной структурной единицы, постепенному затоплению территории меловыми и палеогеновыми морями, образованию тургайского морского пролива и установлению режима длительного морского осадконакопления. Трансгрессии и длительное существование древних эпиконтинентальных морей прерывали развитие рек, как и других эрозионных процессов. Неровности поверхности сглаживались морскими осадками, и лишь по мере осушения территории наиболее крупные полупогребенные ложбины стали вновь оживать, принимая в себя воды, стекавшие с окружающих горных сооружений. Более поздние, преимущественно кайнозойские широтные дифференцированные движения земной коры и размывающая деятельность стекавших с гор потоков осложнили простой меридиональный план речной сети и обусловили причленение к меридиональным широтных и субширотных рек и ложбин стока. В настоящее время преобладающими направлениями для молодой голоценовой и плейстоценовой, частично уже отмершей сети малых эрозионных образований являются северо-восточное и юго-западное.

Наиболее молодой — олигоцен-четвертичный геоморфологический цикл характеризуется для Тургайского прогиба медленно развивавшимся общим поднятием территории, начавшимся еще в морскую фазу (чеганское море —  $P_{g2}^3 - P_{g3}^1$ ), постепенным отступлением моря, осушением поверхности его дна и развитием процессов континентального осадконакопления.

В целях анализа развития территории на этом последнем, неотектоническом этапе нами было произведено сопоставление карты суммарных амплитуд поднятий, составленной в изолиниях по кровле чеганских морских отложений\*, и структурно-геоморфологической карты по кровле водораздельных плиоцен-нижнечетвертичных суглинистых отложений\*\*.

Рассмотрение этих карт подтвердило представление (Доскач, 1951, 1961; Кошелев, 1959) о том, что в течение олигоцена и четвертичного времени территория Тургайского прогиба претерпела значительное поднятие. На структурной карте по кровле чегана выявляется на месте древнего прогиба огромное по протяжению валообразное поднятие меридионального направления. Наиболее высокая его часть располагается к югу от оз. Кушмурун, образуя на фоне меридионального поднятия вытянутую широтно седловину высотой до 200—400 м. Она соответствует в современном рельефе наиболее северной части Тургайского плато, а в древнем, подземном, рельефе — Кустанайской седловине, но несколько сдвинута к югу по отношению к последней. По обе стороны Тургайской седловины высоты кровли чеганских глин ступенчато уменьшаются, образуя, как и современная поверхность, два амфитеатра. Северный амфитеатр имеет более пологие и широкие ступени, основные из них имеют высоту 180—200 и 160—150 м, далее начинается ступенчатый же склон к Западно-Сибирской впадине. Южный амфитеатр имеет более короткие и разделенные более крутыми склонами ступени высотой 180—220, 160—150, 130—100 м. При этом сту-

\* Сост. А. Г. Доскач и М. Е. Городецкая.

\*\* Сост. при участии З. И. Мартыновой.

пень 160—150 м лучше выражена на востоке территории, а на западе имеет характер длинного с перегибами склона. Ступень 130—100 м охватывает Тургайскую ложбину с ее склонами и отчасти север Челкарской впадины. На самом юге у северного борта Челкар-Тенгизской впадины высоты кровли чеганских отложений вновь повышаются до 150—170 м, создавая соответствующее современному рельефу субширотное (СЗ—ЮВ) моноклиналиное поднятие с крутым высоким южным (южные чинки Тургайского плато) и более пологим северным склонами. В пределах Челкар-Тенгизской впадины кровля чеганских отложений залегает на высоте 60 м, а на правом берегу р. Иргиза вновь поднимается, определяя здесь резкий поворот течения этой реки на запад и юго-запад.

Помимо охарактеризованных почти широтных структурных ступеней в пределах Тургайского меридионального поднятия намечается несколько относительно пониженных вытянутых широтно и субширотно полос, также находящихся отражение в современном рельефе территории. Широтный план простираения этих структур несколько затушевывается на западе и востоке Тургайского прогиба под влиянием молодых поднятий в области горных сооружений Урала и Казахстанского мелко-сопочника.

На карте вырисовываются основные древние долины Тургайского прогиба (Тургайская ложбина, участки долины рек Тобола и Улькайка). В долине Тобола и в северной части Тургайской ложбины отложения чегана почти полностью смыты. Южнее, где ложбина пересекает Кустанайскую и Тургайскую седловины, на уцелевших от размыва участках высота кровли чеганских отложений достигает 100—120 м. К югу отметки ее падают до 80 м, а вблизи зоны южного моноклиналиного плато опять несколько повышаются, что связано с наиболее молодыми поднятиями местности. Разница в залегании чеганских отложений на водоразделах и в долинах достигает 50—80 м на севере, 100—130 м в области Кустанайской и Тургайской седловины и 50—100 м в южной части территории. В целом структурная карта по кровле чегана ясно рисует развивавшуюся в послепалеогеновое время молодую структуру, обращенную по отношению к древнему Тургайскому прогибу и названную нами Тургайским неотектоническим поднятием.

Структурно-геоморфологическая карта Тургайского прогиба рисует картину плиоцен-нижнечетвертичного рельефа территории (см. рис.), очень сходную с обрисованной для чегана. В плиоцен-четвертичном рельефе находят прямое выражение как Тургайское поднятие в целом, так и ступенеобразный структурный план падения высот к северу и к югу от центральной, наиболее поднятой зоны. Эта зона, однако, здесь смещена далее к югу и расширена. В современном рельефе она соответствует обширной поверхности высокого (до 300—340 м) миоценового плато. На фоне морфоструктурных ступеней ясно выявляются системы широтно и субширотно вытянутых депрессий, обычно сопряженных со ступенями, а на юге усиливается северо-восточный план простираения структур (отклонение от широтного и меридионального), а также ярче выделяется моноклиналиное поднятие вдоль борта Челкар-Тенгизской впадины и поднятие на правобережье р. Иргиза. Отчетливо вырисовывается выдвигающийся к северу приподнятый край Тургайского плато на севере, к востоку от Тургайской ложбины, хорошо выраженной в современном рельефе и менее заметной, но уже намеченной на карте чеганских отложений. В современном рельефе Тургайского прогиба все эти морфоструктурные особенности осложнены размывом и денудационными процессами, протекавшими здесь довольно



интенсивно в силу непрекращавшегося в верхнем плейстоцене и в голоцене поднятия территории.

Как видно, анализ структурных карт позволяет судить о преобладающем восходящем развитии территории Тургайского прогиба в олигоцен-четвертичное время. Наблюдения над современными геоморфологическими процессами указывают на продолжающееся и в настоящее время медленное, неравномерное по интенсивности, общее воздымание территории. На это же указывают данные повторного нивелирования (профили Курган-Иргиз, вычисления М. И. Синягиной), которые показывают нарастание интенсивности поднятий на востоке Тургайского прогиба и в южной его части, тяготеющей к Челкар-Тенгизской впадине, втягивающейся в поднятие.

В современной геоморфологии местности и на охарактеризованных структурных картах мы не находим указаний на резкое и длительное изменение в течение неотектонического этапа знака движений, которые обусловили бы смену общего поднятия общим значительным погружением территории, на которое указывает П. М. Кошелев (1961) и др. Некоторую возможность для суждения об этом вопросе, как и об этапах и направленности неоморфоструктурного развития Тургайского прогиба, дает анализ толщи надчеганских континентальных отложений. В этой толще, мощность которой колеблется от 6 до 60—70 м (в соответствии с локальными особенностями строения поверхности), можно выделить два крупных комплекса отложений. Нижний преимущественно глинистый, с малым участием песков, охватывает тургайскую серию отложений и перекрывающую ее почти без размыва толщу аральских глинистых осадков. Верхний, надаральский, комплекс отложений очень пестрый литологически, генетически и фашиально, сложный в смысле его дробной стратиграфической увязки, залегает на разнообразно размойтой поверхности аральских глин и характеризуется явным преобладанием более легких по механическому составу отложений: суглинков, супесей, песков разной и быстро меняющейся мощности.

Как это подтверждается наблюдениями над геоморфологическими процессами, на молодых недавно осушившихся приморских равнинах аридных зон (прикаспийской, приаральской и др.) нижний комплекс отложений формировался в условиях низменной молодой суши с характерным наличием заболоченных и солончаковых низин, мелководных застойных осолоняющихся водоемов, частично соленых реликтовых водоемов и оторвавшихся от моря, не доходящих до него дельтоволлиманских разливов, периодически затопляющихся паводковыми водами. Развивавшиеся здесь медленные, небольшие по амплитуде общие поднятия суши, даже при их неуклонности, в течение очень долгого времени не могли дать сколько-нибудь ощутимого рельефообразующего эффекта увеличения высоты и уклонов поверхности. Этот рельефообразующий эффект наступил, видимо, позднее, в послепаральское время. Анализ мощностей аральской толщи показывает, что начало заложения широтных полос структурных депрессий уже имело место в аральское время, а это, в свою очередь, способствовало образованию и расширению застойных водоемов и болот. Палеоботанические и палеофаунистические данные позволяют судить о том, что время накопления аральских отложений характеризовалось увеличением влажности климата, с сопутствующим увеличением обводненности плоской и низменной территории. Такое увеличение обводненности и заболоченности само по себе еще не говорит об опускании местности и не стоит в обязательной связи с ее новым общим погружением. На современных низменных приморских равнинах даже сравнительно небольшое увеличение

количества осадков, продолжающееся в течение лишь нескольких лет, ведет к образованию застойных водоемов и расширению их площади.

К концу аральского времени высота местности в результате развивавшегося медленного поднятия уже ощутимо увеличивается. Поднятие дает рельефообразующий эффект. Обозначается в рельефе главный водораздел — Тургайская широтная седловина (аксуатский порог, Доскач и Левина, 1959), а далее формируются структурные ступени, обозначаются (начиная с юга) зоны депрессий и моноклиналильных поднятий, увеличиваются уклоны. Воды, стекающие с возвышенностей, выносят менее измельченный материал, ускоряется течение рек. Одновременно усиливающаяся аридность климата обуславливает пересыхание реликтовых водоемов и развитие процессов выветривания и денудации.

К концу плиоценового и началу четвертичного времени создается современный орографический план территории, оформляется в рельефе уступ Тургайского плато и равнины морфоструктурных ступеней северного и южного амфитеатров, образуются южные чинки Тургайского плато, выделяются на фоне равнин структурные депрессии, которые в плейстоцене периодически превращались в крупные водоемы.

Для четвертичного времени, как показывает анализ строения речных долин, особенно анализ изменения профиля их русел, а также исследование своеобразных особенностей современного крупногрядового эрозионного тектонического рельефа, свойственного юго-восточной окраине Тургайского прогиба, характерным было продолжающееся общее восходящее развитие территории, сопровождающееся смещением зоны наиболее интенсивных поднятий с севера Тургайского плато к югу и расширением ее площади. Усиление интенсивности и развитие дифференцированных четвертичных ( $Q_2—Q_4$ ) поднятий имело и имеет место также по восточному борту прогиба и на юго-западе территории. Все области усиления поднятий на юге и юго-востоке отмечены особыми типами эрозионной расчлененности (системы чередующихся ложбин и гряд, бедленды) и повышенной интенсивностью формирования мелко-турткулевого рельефа.

Таким образом, по общему восходящему неотектоническому развитию поверхности Тургайского прогиба и по рельефообразующему или морфоструктурному и палеогеографическому эффекту поднятия выделяются следующие основные этапы: а) позднечеганский, характеризующийся устойчивым изменением знака движения — сменой погружения поднятием, — развитием этого поднятия и сменой морского режима континентальным; б) преаральский и аральский, когда малая интенсивность поднятия в течение длительного времени поддерживала здесь существование низменной суши, обводненность которой увеличивалась в связи с палеоклиматическими причинами; в) послепаральский — мио-плиоценовый: со значительным рельефообразующим эффектом поднятия и формированием основных особенностей морфоструктурного и соответствующего ему орографического плана территории; г) плейстоцено-голоценовый, когда общие и дифференцированные поднятия, увеличивая перекося местности, способствовали усилению линейных размывов и процессов разрушения склонов, формированию своеобразного денудационно-тектонического (турткулевого, столово-останцового) и эрозионно-тектонического (грядового) водораздельного рельефа, развитию и углублению речных долин, формированию террас и окончательной перестройке стока в Тургайской ложбине — разделению ее на два бассейна: северный Убаганский и южный собственно Тургайский (Доскач, 1959).

В заключение нельзя не отметить своеобразного наложения двух унаследованных, но развивающихся в общем одновременно направленных молодых движений: а) меридионального поднятия, представляющего собой прямую структуру по отношению к современной поверхности Тургайской столовой страны и обращенную по отношению к структуре древнего Тургайского прогиба, б) широтного и субширотного (СВ) поднятия, развивающегося на фоне меридионального и определившего специфические особенности морфоструктуры Тургайского поднятия: образование широтной поднятой зоны миоценового плато, северного и южного амфитеатров ступеней, моноклинальных плато на юге, широтных и субширотных депрессионных полос на всей его территории. В совокупности все эти особенности морфоструктуры сыграли значительную роль в палеогеографическом развитии территории в плейстоцене и формировании ее морфоскульптуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Быков Г. Е. Геологический очерк оз. Убаган. М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Герасимов И. П. Основные этапы развития современной поверхности Турана. Тр. ИГ АН СССР, т. 25, 1937.
- Герасимов И. П. и Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.—Л., 1939.
- Доскач А. Г. Новейшая тектоника и рельеф Тургайского прогиба. Мат-лы 11 геоморф. совещания. М., 1959.
- Доскач А. Г. и Левина Ф. Я. К истории развития природных ландшафтов Тургайского прогиба. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1959, № 6.
- Мещеряков Ю. А. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1963, № 3.
- Михайлов Б. М., Петровская Т. С. Литология мезозойских и кайнозойских отложений Тургайского бурогольного бассейна. Тр. ВСЕГЕИ, Л., 1959.
- Ростовцев П. И. при уч. Е. А. Мазиной и Н. К. Овечкина. Западно-Сибирская эпипалеозойская платформа и Тургайский прогиб. «Геологическое строение СССР», т. 3. М., ВСЕГЕИ, 1958.
- Сигов А. П. Раннечетвертичная переуглубленная Тоболо-Убаганская долина. М., Изд-во АН СССР, 1958.

# К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ СТРУКТУРНО- ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА

А. Г. ИЛЛАРИОНОВ

(Северо-Казахстанское геологическое управление)

К настоящему времени накопился достаточный фактический материал, позволяющий говорить о значительных проявлениях новейших тектонических движений в пределах Тургайского прогиба. В работах Г. Е. Быкова (1940), А. С. Верховского (1953), А. Л. Яншина (1953), В. И. Самодурова (1957), А. Г. Доскач (1959), П. Я. Кошелева (1961), Д. Д. Топоркова (1963) и других исследователей содержатся прямые и косвенные указания на проявление молодых тектонических движений на территории района. Структурно-тектонические схемы, составленные по кровле морских верхнеэоценовых-нижнеолигоценых отложений чеганской свиты (Доскач, 1959) и по подошве ниже-среднемиоценовых осадков аральской свиты (Кошелев, 1961), дают абсолютные и относительные величины тектонических движений за время последнего континентального (олигоцен-четвертичного) этапа развития региона. Составленная П. Я. Кошелевым структурно-тектоническая схема обоснована достаточным фактическим материалом. Однако с датировкой формирования структурно-тектонических зон и мелких структур, указанной в схеме П. Я. Кошелева, в свете новых данных, нельзя полностью согласиться.

Поисково-съёмочные, разведочные и тематические работы последних десятилетий дали богатейший материал по геологии плиоценовых и четвертичных отложений Тургайского прогиба. Особенно ценны материалы, полученные в процессе геологических съёмок масштаба 1 : 200 000 геологами Кустанайской поисково-съёмочной экспедиции. Обобщением этого фактического материала в течение пяти лет была занята группа геологов Тематической партии СКГУ. Этой группой была разработана новая стратиграфическая схема плиоцен-четвертичных отложений Тургайского прогиба. Комплекс данных (биостратиграфических, геоморфологических, неотектонических, палеоклиматических и др.) позволил авторам выделить следующие основные стратиграфические единицы плиоцен-четвертичных отложений района:

1. Средне-позднеплиоценовые аллювиальные отложения кустанайской свиты (битекейских слоев). По материалам автора, данная свита охарактеризована богатым илийским (хапровско-таманским) фаунистическим комплексом млекопитающих с *Equus stenonis* Coschi и комплексами пресноводной фауны моллюсков (близкой левантийской) и остракод.

2. Позднеплиоценовые раннеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения жуншиликской свиты и ее делювиально-пролювиальные ана-

логи в прибортовых частях прогиба, охарактеризованные сравнительно бедным кошкурганским (тираспольским) фаунистическим комплексом с носорогом Мерка. Предполагается, что накопление основной части осадков жуншиликской свиты происходило в нижнем плейстоцене в крупных озерных бассейнах.

3. Аллювиальные отложения первой половины среднего плейстоцена (осадки третьих надпойменных террас современной гидрографической сети района). Эти отложения охарактеризованы комплексами пресноводной фауны моллюсков и остракод. Характерные виды моллюсков — *Corbicula fluminalis* Mull., *Unio ex. gr. pictorum* (найдена в регионе впервые).

4. Половодно-ледниковые отложения максимального самаровского оледенения, охарактеризованные хазарским фаунистическим комплексом с мамонтом раннего типа. Эти отложения слагают также верхнюю часть третьих надпойменных террас.

5. Аллювиальные отложения вторых и первых надпойменных террас и их возрастные аналоги — аллювиально-озерные отложения Тургайской ложбины\* — охарактеризованы верхнепалеолитическим фаунистическим комплексом с мамонтом позднего типа, комплексами пресноводной фауны моллюсков и остракод.

6. Голоценовые отложения пойм (см. схему взаимоотношений плиоцен-четвертичных отложений, рис. 1).

Анализ мощностей и фаций отложений высоких водоразделов (жуншиликской свиты) показывает, что накопление их происходило на огромных площадях Тургая и Западно-Сибирской низменности. Выдержанный литологический состав жуншиликской свиты и ее возрастных аналогов в Западной Сибири (верхи семейкинской и кочковской свит), идентичный комплекс пресноводной фауны остракод во всех трех свитах указывает на существование огромных озерных бассейнов.

Таким образом, осадки жуншиликской свиты формируют в пределах Тургайского прогиба самую молодую маркирующую пачку. Естественно допущение, что абсолютные отметки озерного бассейна, где происходило накопление осадков жуншиликской свиты, были незначительные. Мы принимаем их за 80 м, исходя из следующих расчетов. Уровень позднетургасского бассейна принимается некоторыми геологами (В. А. Сигов, 1964, и др.) за +30 м. Примерно такие же отметки (30—40 м) имели, видимо, прибрежные равнины, где отлагались средне-миоценовые глины наурзумской свиты, которые очень постепенно (без следов размыва) переходят в глины аральской свиты. Ранне-средне-миоценовая аккумулятивная равнина, судя по средним мощностям аральской свиты (10 м), имела, видимо, отметки около 50 м.

По данным средних амплитуд вреза плиоценовой гидрографической сети (30 м) ранне-среднемиоценовая аккумулятивная равнина к позднему плиоцену была, очевидно, приподнята до абсолютных отметок 70—80 м. Иными словами, осадки жуншиликской свиты начали накапливаться в бассейнах, которые имели абсолютные отметки не более 80 м.

Структурная карта, составленная по подошве осадков жуншиликской свиты (рис. 2), не дает значения абсолютных амплитуд новейших движений. Карта служит только наглядной иллюстрацией, показывающей общую направленность и относительную величину самых молодых четвертичных тектонических движений в разных частях Тургайского прогиба.

---

\* В последнее время А. А. Бобоедова выработку переуглубленной части Тургайской ложбины связывает с водами самаровского оледенения (личное сообщение).

В основу выделения плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон Тургайского прогиба нами были положены: анализ мощностей и фаций плиоцен-четвертичных отложений, гипсометрическое положение подошвы осадков аральской свиты, гипсометрическое положение поверхности осадков той же свиты, гипсометрическое положение и положение контактируют с осадками жуңшиликской свиты, геоморфологические и другие данные.

В пределах Тургайского прогиба выделено девять молодых, преимущественно плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон:

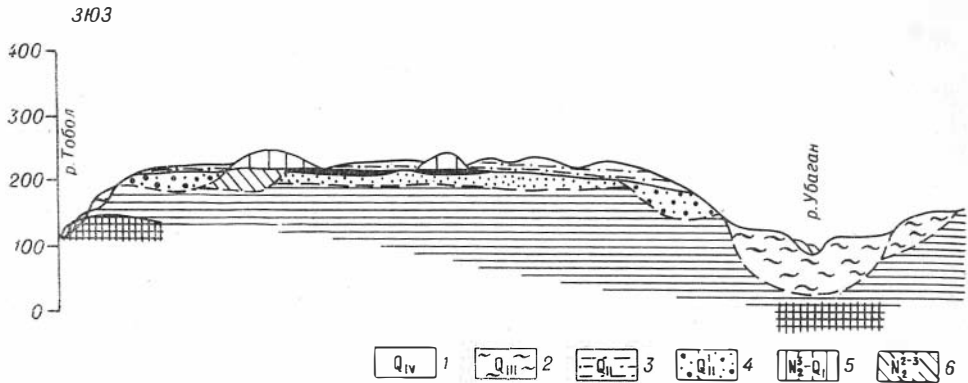


Рис. 1. Схема взаимоотношений основных стратиграфических единиц плиоцен-четвертичных отложений (ст. Тобол — ст. Есиль):

1 — аллювиальные отложения пойм; 2 — аллювиальные отложения первых и вторых надпойменных террас; 3 — аллювиальные отложения максимального (самаровского) оледенения; 4 — аллювиальные отложения третьих пролювиальных аналогов; 5 — аллювиальные отложения кустанайской (битекейской) свиты; 6 — аллювиальные отложения аральской свиты; 7 — аллювиальные отложения аральской свиты; 8 — континентальные отложения палеогена; 9 — морские отложения палеогена.

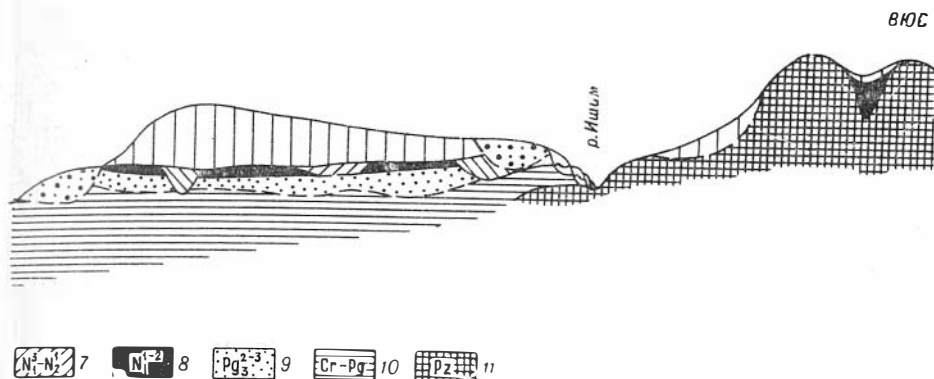
Уральская, Ишимо-Улутауская, Иргизская, Кустанайская, Терсекско-Улькюкская, Тасты-Маркасайская, Тюнтюгурская, Убаганская и Южно-Тургайская. Названия Уральской, Ишимо-Улутауской, Кустанайской, Иргизской структурно-тектонических зон заимствованы у П. Я. Кошелева. Однако границы выделяемых нами зон не совпадают с границами, рисуемыми П. Я. Кошелевым. Границы некоторых зон требуют дальнейшего уточнения и детализации.

Своим орографическим оформлением в современных рамках Тургайский прогиб обязан двум первым структурно-тектоническим зонам — Уральской (I) и Ишимо-Улутауской (II).

**Уральская структурно-тектоническая зона** входит в исследуемый район только своей восточной частью. Граница зоны сравнительно хорошо выражена в современном рельефе в виде уступа (высотой от 30 до 50 м) Зауральского пенеплена. Подошва этого уступа на большом протяжении совпадает с линией Тобольского регионального разлома палеозойского фундамента. Уступ этот, видимо, тектонический.

Западная граница **Ишимо-Улутауской структурно-тектонической зоны** также совпадает с меридиональными и субмеридиональными разломами фундамента, унаследованными местами современной долиной р. Ишим. Кроме геоморфологических критериев, границы зон прослеживаются по некоторым геологическим данным. В пределах двух рассматриваемых нами зон преимущественно аллювиальные отложения олигоцена выполняют эрозионные депрессии, не выраженные в современном рельефе, а в смежных структурно-тектонических зонах (Кустанайской, Терсекско-Улькюкской, Тасты-Маркасайской и др.) олигоценовые отложения имеют аллювиально-озерный генезис и площадное ра-

витне. Накопление осадков аральской свиты в пределах Уральской и Ишимо-Улутауской структурно-тектонических зон имело локальный характер. Здесь миоценовые осадки, по структурно-литологическим свойствам почти неотличимые от тургайских, пассивно заполняют олигоценые долины. Очевидно, во время, непосредственно предшествовавшее аккумуляции осадков аральской свиты, Уральская и Ишимо-Улутауская структурно-тектонические зоны были уже незначительно приподняты над Тургаем и расчленены олигоценовыми долинами. Ранне-



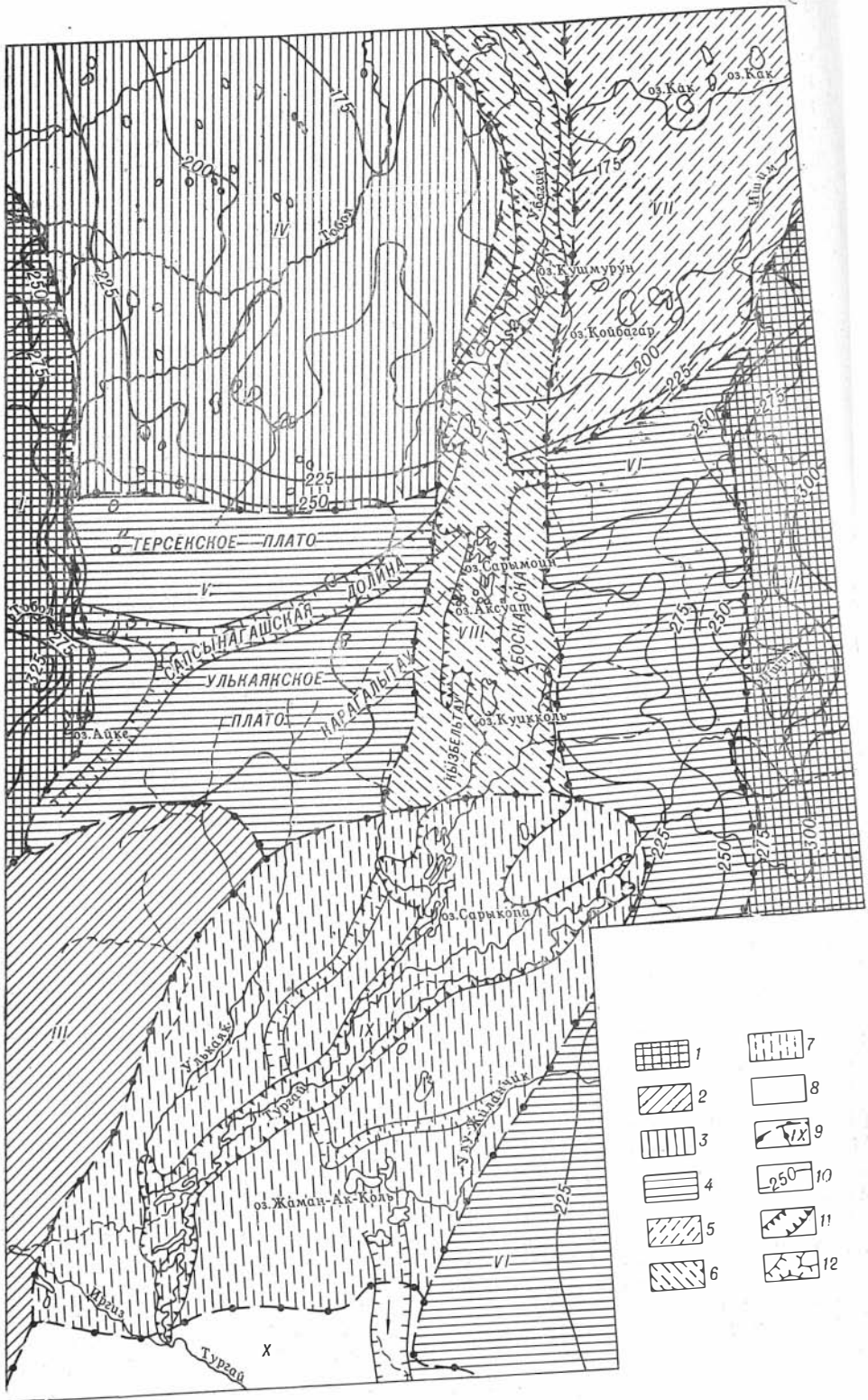
ных отложений Тургайского прогиба (условный профиль по линии железной дороги):













террас и синхронные им аллювиально-озерные отложения Тургайской ложбины; 3 — перигляциально-надпойменных террас; 5 — аллювиально-озерные отложения жуншликской свиты и их делювиально-аллювиально-озерные, мио-плиоценовые отложения павлодарской свиты; 8 — морские (?) ранне-средотложения палеогена и мела; 11 — отложения фундамента.

среднемиоценовый бассейн Тургая заходил в пределы этих зон только по олигоценовым депрессиям.

Вплоть до среднего плиоцена территории зон оставались, видимо, относительно стабильными. В среднем плиоцене зоны испытали интенсивные тектонические поднятия. Равнины Тургая также испытали значительные поднятия, о чем свидетельствует заложение плиоценовой гидрографической сети. Кровля отложений аральской свиты в пределах рассматриваемых структур имеет абсолютные отметки 250—340 м. По отношению к поверхности наиболее низкой структурно-тектонической зоны района (Южно-Тургайской) территории Уральской и Ишимо-Улутауской зон приподняты на 200 м.

Относительно древней, доплиоценовой структурно-тектонической зоной в пределах равнинного Тургая является Иргизская (III). Территория этой зоны входит в рамки рассматриваемого района только частично — в его юго-западной части. Морфологически границы зоны в современном рельефе не выражены. Их удается фиксировать только по характеру развития плиоцен-четвертичных отложений. Формирование Иргизской структурно-тектонической зоны началось, видимо, на рубеже миоцена и плиоцена, в связи с поднятиями Мугоджар (Овечкин, 1955; Киселев, 1958). В результате этих поднятий миоценовая аккумулятивная равнина оказалась размытой деятельностью мио-плиоценовой, позднее плиоценовой гидрографических сетей. Аллювиальные отложения павлодарской и кустанайской свит в пределах зоны картируются в депрессиях мертвых долин. Поскольку к началу накопления отложений жуншликской свиты территория зоны оказалась приподнятой, осадконакопления здесь не происходило. В течение всего плейстоцена



- |   |   |  |    |
|---|---|--|----|
|  | 1 |  | 7  |
|  | 2 |  | 8  |
|  | 3 |  | 9  |
|  | 4 |  | 10 |
|  | 5 |  | 11 |
|  | 6 |  | 12 |



территория зоны, видимо, была стабильной. В пределах зоны, в рамках рассматриваемого района, накопился только маломощный чехол (3—5 м) элювиально-делювиальных четвертичных образований. Абсолютные отметки поверхности Иргизской структурно-тектонической зоны колеблются от 250 до 270 м.

Структурно-тектонический план Тургая в раннем плейстоцене был относительно единым. По мощностям и фациям отложений жуншилильской свиты удается отметить лишь наиболее опущенные участки озерных бассейнов. Такими были, видимо, озерные бассейны, расположенные в осевой и восточной частях Тургайского прогиба. По мере движения с востока на запад мы наблюдаем постепенное уменьшение средних мощностей осадков жуншилильской свиты от 35—40 до 10—12 м. Восточные части территории района испытывали, очевидно, относительное опускание по отношению к западной.

Сравнительно сильные региональные поднятия произошли на границе нижнего плейстоцена со средним. В это время заложились современная гидрографическая сеть и начали обособляться некоторые структурно-тектонические зоны Тургайского прогиба. Наличие отложений третьих надпойменных террас позволяет отнести к этому времени заложение многочисленных субширотных притоков рек Убагана и Ишима (мертвая Сапсынагашская долина, реки Чили, Аци, Карангалык, Шулак-Салдык, Кен, Коко, Каракол и др.). Особенно сильные поднятия испытала центральная часть Тургайского прогиба, притом в это время преобладали, видимо, тектонические движения по линиям древних разломов субширотного простиранья.

В результате тектонических движений на границе нижнего и среднего плейстоцена орографически оформились Кустанайская (IV), Тюнтюгурская (VII), Терсекско-Улькоякская (V) и Тасты-Маркасайская (VI) структурно-тектонические зоны.

**Кустанайская структурно-тектоническая зона** на западе граничит с Уральской, на востоке — с Убаганской. На юге от Терсекско-Улькоякской зоны отделена уступом, хорошо выраженным в современном рельефе, в виде широтного склона Терсекского плато. Территория данной зоны после плиоценовых поднятий оставалась относительно стабильной, испытывая лишь незначительные поднятия. Относительная стабильность зоны подтверждается рядом фактов. Во-первых, максимальные мощности отложений жуншилильской свиты в пределах Кустанайской структурно-тектонической зоны достигают всего 25 м. Во-вторых, низкие водоразделы в пределах этой структурно-тектонической зоны в эпоху самаровского оледенения были залиты половодно-ледниковыми водами. Эти воды сильно размыли нижнеплейстоценовую аккумулятивную равнину, от которой сейчас сохранились только отдельные изолированные гряды. В-третьих, плейстоценовая гидрографическая сеть в пределах этой структурно-тектонической зоны во многих местах наследует плиоценовую, подчеркивая консервативный характер речной сети в течение всего четвертичного времени.

*Рис. 2. Схематическая карта плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон Тургайского прогиба (масштаб 1 : 2500000):*

*1 — Уральская и Ишино-Улутауская (I, II); 2 — Иргизская (III); 3 — Кустанайская (IV); 4 — Терсекско-Улькоякская и Тасты-Маркасайская (V, VI); 5 — Тюнтюгурская (VII); 6 — Убаганская (VIII); 7 — Южно-Тургайская (IX); 8 — структурно-тектонические зоны Северного Приуралья (X); 9 — граница структурно-тектонических зон и их порядковый номер; 10 — изогипсы подошвы жуншилильской свиты; 11 — переуглубленная часть Тургайской ложбины; 12 — плейстоценовые мертвые долины.*

Подошва отложений жуншиликской свиты в пределах Кустанайской структурно-тектонической зоны имеет слабый уклон с юга на север (от 205 до 175 м) и с запада на восток (от 230 до 185 м). Центральная часть Тургайского прогиба в раннем плейстоцене в первой половине среднего плейстоцена в структурно-тектоническом отношении представляла почти единое целое. Только сравнительно большие значения средних мощностей осадков жуншиликской свиты и относительных амплитуд поднятий в восточной части позволили условно отделить ее от западной. Орографически это разделение подчеркивается Тургайской ложбиной.

Западная часть — **Терсекско-Улькоякская структурно-тектоническая зона** представлена двумя возвышенными плато (Терсекским и Улькоякским) широтного простирания. Они разделены мертвой Сапсынагашской долиной (бывшим верховьем реки Убаган).

Восточная часть — **Тасты-Маркасайская структурно-тектоническая зона** — совпадает с контурами Восточно-Тургайского плато. Отделение ее от западной части произошло, очевидно, лишь в эпоху самаровского оледенения. До этого они были соединены узким водоразделом, связывавшим современные возвышенности Карагалытау и Боскаска. Подпруда долины Оби ледниками вызвала резкий подъем воды во всем ее бассейне. Этим подъемом был обусловлен, очевидно, частичный переброс ледниковых вод из долины р. Убагана через пониженную седловину узкого водораздела в пределы Южно-Тургайской структурно-тектонической зоны. Последняя служила для ледниковых вод базисом эрозии. Следы блуждания русел сохранились на современном Тургай-Улужиланчикском водоразделе в виде плохо выраженных мертвых долин, преимущественно меридионального направления.

Структурно-тектонические зоны Центрального Тургая отличаются высоким положением абсолютных отметок подошвы отложений жуншиликской свиты. В пределах Терсекско-Улькоякской структурно-тектонической зоны подошва отложений жуншиликской свиты имеет абсолютные отметки 250—260 м, при средней мощности осадков 12—15 м, максимальной — 50 м. Средние абсолютные отметки подошвы этих осадков на территории Тасты-Маркасайской структурно-тектонической зоны колеблются в пределах 240—260 м. Наибольшие абсолютные отметки (от 275 м и более) встречаются на Тургай-Ишимском водоразделе. Повышенные участки подошвы жуншиликской свиты и высоких точек современного водораздела не совпадают между собой. Максимально приподнятый водораздел, с абсолютными отметками 315—334 м, по отношению к контуру повышенных абсолютных отметок подошвы жуншиликской свиты немного смещен к востоку. В пределах контура максимальных абсолютных отметок современного водораздела находятся наибольшие мощности отложений жуншиликской свиты (80—90 м, при средней мощности осадков всей зоны 35—40 м). По-видимому, во время накопления осадков жуншиликской свиты эта часть озерного бассейна была наиболее опущенной.

Терсекско-Улькоякская структурно-тектоническая зона, судя по абсолютным отметкам подошвы отложений жуншиликской свиты, по отношению к Кустанайской приподнята на 50—60 м. Поднятие происходит в узкой полосе (7—10 км) северного склона Терсекского плато. Тасты-Маркасайская зона приподнята по отношению к Тюнтюгурской на 30—40 м, а наиболее возвышенные участки на 75—100 м. Поднятие также происходит в полосе неширокого (12—15 км) субширотного склона, видимо, predetermined тектоникой. Образование склонов ограничивается небольшим отрезком времени. Если территории

Кустанайской и Тюнтюгурской структурно-тектонических зон испытали воздействие половодно-ледниковых вод самаровского оледенения, то в пределы Терсекско-Улькоякской и Тасты-Маркасайской структурно-тектонических зон эти воды не заходили. Склон сформировался, очевидно, непосредственно перед самаровским оледенением.

**Тюнтюгурская структурно-тектоническая зона** с запада ограничена долиной р. Убаган, с востока — долиной р. Ишим; на севере уходит за пределы района. По отношению к Кустанайской и Тасты-Маркасайской структурно-тектоническим зонам она оставалась относительно стабильной. Подошва отложений жуншиликской свиты отличается сравнительно спокойным залеганием и имеет слабый уклон с юга на север от 190 до 175 м.

Судя по амплитудам эрозионного вреза, предшествовавшего накоплению осадков вторых надпойменных террас, сильные тектонические движения испытали борта прогиба и его внутренние части во второй половине среднего плейстоцена. К этому времени относится, видимо, начало формирования Убаганской структурно-тектонической зоны (VIII). Сама зона, а также ее границы, выделены с большой долей условности. Основанием для выделения зоны послужило своеобразие проявлений новейших тектонических движений. По контурам, данная неотектоническая зона наследует большую часть мобильной зоны Центрально-Тургайских разломов фундамента, выделенную Е. А. Мазиной. Тектонические движения в пределах Убаганской структурно-тектонической зоны происходят, видимо, по линиям древних разломов и носят дифференцированный характер. Многочисленные разрывные нарушения отразившиеся даже на осадках жуншиликской свиты, были закартированы геологом А. Я. Брагиным в бассейне р. Теректы. В пределах этой зоны мы наблюдаем также наиболее максимальные мощности осадков кустанайской и жуншиликской свит на современном Убаган-Ишимском водоразделе. Последний, в то же время, в контурах зоны имеет также наибольшие абсолютные отметки. Очевидно, Убаганская структурно-тектоническая зона сохранила свою мобильность в течение всего плиоцен-четвертичного времени.

Наиболее существенным элементом этой зоны является северная часть известной Тургайской ложбины, в образовании которой молодая тектоника сыграла, видимо, большую роль. Орографически северная часть Тургайской ложбины оформилась в результате эрозионного вреза второй половины среднего плейстоцена. По отметкам цоколя осадков вторых террас амплитуда эрозионного вреза этого времени определяется в 50—60 м. Этот эрозионный врез в пределах Тургайской ложбины, видимо, был вызван резким понижением базиса эрозии за счет формирования крупных тектонических впадин Северного Приаралья. Очевидно, в это время орографически оформилась вся Тургайская ложбина в ее современном виде. По всей вероятности, ледниковые воды тазовского оледенения находили свободный сток по этой ложбине в сторону равнин Северного Приаралья.

Максимальный врез в Тургайской ложбине и заполнение ее осадками по геоморфологическим данным произошли в верхнем плейстоцене. Для отложений, выполняющих переуглубленную часть Тургайской ложбины, в пределах Убаганской структурно-тектонической зоны характерны следующие признаки: 1. Преобладание озерных фаций над аллювиальными; 2. Очень частое залегание повышенных мощностей отложений в локальных депрессиях, которые в большом количестве встречаются как по продольному, так и по поперечному профилям ложбины; 3. Деформация кровли верхнеплейстоценовых осадков.

Почти вся толща отложений Тургайской ложбины, мощностью от 40 до 100 м, представлена глинами. Глины, как правило, характеризуются горизонтальной микро- и макрослоистостью. Пески чаще всего встречаются в основании толщи осадков и редко имеют мощности больше 10 м.

На карте мощностей аллювиально-озерных отложений Тургайской ложбины на некоторых поперечных профилях удается фиксировать до 2—3 локальных депрессий с повышенной мощностью осадков. Разница мощностей отложений депрессий и междепрессионных выступов достигает 25 м. Такие депрессии едва ли созданы руслом реки, тем более что их чаще выполняют типично озерные отложения. Скорее всего, депрессии имеют тектоническое происхождение. Может быть, образованием таких локальных тектонических депрессий поперек и вдоль ложбины был нарушен нормальный профиль русла реки. Образовался, видимо, крупный слабопроточный озерный бассейн, который просуществовал вплоть до голоцена.

Голоценовые поднятия в районе между плато Кызбeltaу и Боскаска сформировали пониженный Арало-Тобольский водораздел в пределах Тургайской ложбины. Северная часть ложбины началась дренироваться руслом современного Убагана, а южная — притоками р. Тургай. Эти поднятия хорошо фиксируются деформациями уровней аллювиально-озерных террас Тургайской ложбины. Если на севере абсолютные отметки поверхности низкой террасы колеблются в пределах 100—120 м, а высокой — 140—150 м, то южнее оз. Аксуат поверхности террас соответственно поднимаются на 125—140 и 150—170 м. Современные опускания в пределах ложбины удается фиксировать в районе оз. Кушмурун. Русло р. Кундузды, выходящее в котловину озера, на 8—10 м врезано в осадки своей поймы. К этому району приурочены максимальные известные мощности (до 100 м) аллювиально-озерных осадков, выполняющих ложбину. Оз. Кушмурун представляет собой расширение русла р. Убаган на месте локальной синклинали структуры, на что уже указывали предыдущие исследователи. Очевидно, гидрологический режим, мощности и фации осадков Тургайской ложбины в пределах Убаганской структурно-тектонической зоны также определялись, в основном, новейшей тектоникой.

Последней рассматриваемой нами структурно-тектонической зоной является **Южно-Тургайская (IX)**. По своему строению она весьма интересна. К сожалению, имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет составить только общую картину развития этой зоны. На западе и северо-западе зона граничит с Иргизской и Терсекско-Улькоянской структурно-тектоническими зонами, на севере — с Убаганской; условно граница проведена по широте, где Тургайская ложбина теряет свою резкую морфологическую выраженность. На северо-востоке и востоке рассматриваемая зона граничит с Тасты-Маркасайской структурно-тектонической зоной. На юге от структурно-тектонических зон Северного Приаралья (X) она отделена уступами (чинками) высотой от 70 до 100 м.

Южно-Тургайская структурно-тектоническая зона, судя по этапам перестройки гидрографической сети, испытала два крупных этапа развития. До второй половины среднего плейстоцена она представляла собой единое целое с низменными равнинами Северного Приаралья по структурно-тектоническому и геоморфологическому строению. Об этом свидетельствует общее (меридиональное) направление мертвых долин,

заложившихся в первой половине среднего плейстоцена в пределах как Южно-Тургайской, так и Северо-Аральской структурно-тектонических зон. По этим долинам осуществлялся, видимо, сток ледниковых вод самаровского оледенения. В связи с поднятиями Иргизской, Ульяновской и Тасты-Маркасайской структурно-тектонических зон рассматриваемая территория была несколько приподнята. Средние абсолютные отметки поверхности отложений аральской свиты, сохранившиеся в пределах Южно-Тургайской структурно-тектонической зоны на отдельных изолированных останцах, составляют 130—140 м.

Во время второго этапа неотектонического развития (вторая половина среднего плейстоцена и верхний плейстоцен) территория Южно-Тургайской структурно-тектонической зоны испытала сильно дифференцированные локальные движения преимущественно отрицательного характера. К этому времени относится, очевидно, образование крупных впадин Северного Приаралья и уступов (чинков), отделяющих впадины от равнин Южного Тургая. Отсутствие следов абразионной обработки, резко ломаные направления линий простираний чинков позволяют говорить о их тектоническом происхождении. Детали морфологии чинков выработаны позднее процессами педипленизации.

Одновременно с опусканием равнин Северного Приаралья в районе устья р. Ульяновка начала формироваться крупная отрицательная структура СВ простирания. В эту локальную депрессию были перетянуты русла р. Тургая и ее многочисленные субмеридиональные протоки, следы которых прекрасно сохранились в современном рельефе на Тургай-Улу-Жиланчикском водоразделе. Видимо, в начале верхнего плейстоцена эта структура резко опустилась, вызвав максимальный врез в долине р. Тургая и в Тургайской ложбине.

Однако вышеупомянутая структура в юго-западной части, ниже слияния рек Иргиза и Тургая, оказалась замкнутой положительной структурой. Именно в низовьях р. Тургая мы наблюдаем повышенное залегание всего комплекса третичных осадков. Образовалась естественная подпруда Тургайской ложбины. Свободный сток воды был сильно затруднен, что вызвало интенсивную аккумуляцию осадков по всей Тургайской ложбине. Высказанное предположение подтверждается данными о мощностях отложений и абсолютных отметках погребенного ложа Тургайской ложбины.

На севере изучаемого района, в пределах Убаганской структурно-тектонической зоны, максимальная мощность отложений Тургайской ложбины достигает 60 м, средняя мощность колеблется в пределах 35—40 м. По мере движения на юг увеличиваются как максимальные, так и средние мощности. Большие максимальные (90—100 м) и средние (60—70 м) мощности наблюдаются от оз. Кушмурун до оз. Сары-Коба. В южной части Тургайской ложбины в пределах Южно-Тургайской зоны мощности аллювиально-озерных отложений начинают опять постепенно уменьшаться. На широте аула Ак-чай единичными скважинами вскрыты отложения мощностью всего 40 м (возможно, максимальные мощности не засечены). В низовьях р. Тургай, на широте пос. Иргиз — оз. Жар-куль, профиль, пробуренный геологами Актюбинской экспедиции (А. И. Бублис и др., 1961), вскрыл отложения максимальной мощностью 51 м (средние мощности 29 м). Другой широтный профиль, лишь в 10—12 км южнее от вышеотмеченного, вскрыл отложения максимальной мощностью 28,5 м. Средние мощности аллювиально-озерных отложений Тургайской ложбины на этом профиле составляют всего 15 м. По данным А. Л. Яншина (1953), ни один из

профилей, заложенных ниже слияния рек Тургая и Ирги́за, не вскрыл осадки мощностью более 8 м.

Абсолютные отметки погребенного ложа Турга́йской ложбины сначала постепенно снижаются с севера на юг. У северной границы описываемого района погребенное днище имеет отметки 40 м. В районе оз. Кушмурун оно опускается до отметок 10 м, доходя в локальных депрессиях до нуля. На участке оз. Кушмурун — оз. Сары-Копа абсолютные отметки ложа колеблются в пределах от 10 до 20 м и только южнее оз. Аксуат за счет молодых голоценовых поднятий они поднимаются до 35—40 м. В южной части Турга́йской ложбины абсолютные отметки ложа опять начинают подниматься по мере движения на юг. На широте аула Ак-чай, по имеющимся у нас данным, они составляют уже 40—45 м, а ниже рек Тургая и Ирги́за отметки древнего ложа Турга́йской ложбины поднимаются до 60 м.

Эти данные довольно убедительно показывают, что накопление осадков переуглубленной части Турга́йской ложбины происходило в условиях затрудненного стока, что было вызвано наличием в самых низовьях Турга́йской ложбины положительной структуры, преграждавшей ледниковым водам зырянковского оледенения путь в сторону равнин Северного Приаралья.

Опускание южной части Турга́йской ложбины местами происходит, видимо, и в настоящее время. Так, голоценовые опускания в районе оз. Сары-Копа вызвали резкий поворот русла р. Теке на восток — в сторону котловин озера. Низовья р. Теке сохранились в виде мертвой долины, длиной более 100 км, с относительным врезом до 50 м. Интенсивное меандрирование и фуракация русла р. Турга́й, наличие большого количества озеровидных расширений русла (особенно в низовьях), видимо, также свидетельствуют о затруднении естественного стока и о современных тектонических опусканиях. Эти опускания частично компенсируются аккумулятивной деятельностью р. Турга́й, притоки которого со своих верховьев несут большое количество твердого материала.

К верхнему плейстоцену, по всей вероятности, относится формирование крупных впадин озер Жаман-Ак-Куль и Жаксы-Ак-Куль. Тектонические опускания повернули низовья р. Улу-Жиланчик в сторону формирующихся депрессий. В верхнем плейстоцене связь русла р. Улу-Жиланчика с руслом р. Турга́й прекратилась. Следы этой былой связи сохранились в современном рельефе в виде мертвой долины.

Подводя итог вышеизложенному, отметим: 1) территорию Турга́йского прогиба надо рассматривать как место проявления интенсивных плиоцен-четвертичных тектонических движений; 2) дифференциация движений земной коры в новейшее время привела к обособлению в пределах Турга́йского прогиба ряда структурно-тектонических зон; 3) крупные орографические единицы современного рельефа наследуют контуры структурно-тектонических зон, подчеркивая обусловленность геоморфологии Турга́йского прогиба новейшими тектоническими движениями.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бойцова Е. П., Мазина Е. А., Михайлов Б. М., Овечкин Н. К. Геология юго-западной части Турга́йского прогиба. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 5. Л., 1955.
- Быков Г. Е. Геологический очерк бассейна оз. Убаган. Мат-лы по геол. Казахстана, вып. 2, 1940.
- Доскач А. Г. Новейшая тектоника и рельеф Турга́йского прогиба. М., Изд-во АН СССР, ОГН, Геоморфологическая комиссия, 1959.

- Киселев Л. И. Следы древней эрозионной сети в Мугоджарах. «Бюлл. МОИП», т. XXXIII, вып. 1, 1958.
- Кошелев П. Я., Михайлов Б. М. О миоценовых морских отложениях на территории Тургайского прогиба. Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1960.
- Кошелев П. Я. О возрасте рельефа территории Тургайского прогиба. Сборник статей ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 43, 1961.
- Самодуров В. И. Тектоника Северо-Восточного Приаралья. «Бюлл. МОИП», т. XXXII, вып. 4, 1957.
- Топорков Д. Д. Служебное информационное сообщение по теме 3-а. Госгеолком, Каз. ИМС, 1963.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. МОИП, 1953.
-

# К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГРЯДОВЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ \*)

Д. Н. ФИАЛКОВ

(Омская геологическая экспедиция)

Удивительная особенность Западно-Сибирской низменности состоит в чрезвычайно правильной ориентировке и параллельном расположении форм рельефа северо-восточного направления. Однообразная, почти горизонтальная низменность нарушается плоскими, вытянутыми водоразделами, гривами, увалами и неглубокими долинами. Ни с общим уклоном страны, ни с местными второстепенными уклонами гряды не считаются. Потоки грунтовых вод и поверхностный сток, регулируемые грядовыми формами рельефа, следуют почти под прямым углом к общему уклону низменности. На обширной равнине, сложенной мощными толщами сравнительно спокойно залегающих пластов, водные потоки, не образуя геометрического типа речной ветвящейся древообразной системы, идут параллельно друг другу.

История образования правильно ориентированных форм рельефа Западной Сибири до сих пор не нашла общепризнанного объяснения, а механизм формирования гряд остается загадочным. Несомненно, что экзогенные процессы играли определенную роль в формировании грядового рельефа, однако несомненно и то, что роль эрозионного и эолового факторов не была первичной в образовании рельефа и смогла проявиться не в момент заложения впадин, а в последующие стадии их развития.

В самом деле, трудно допустить, чтобы водные или эоловые процессы могли с такой направленностью отпрепарировать вытянутые «коридоры» на площади огромной равнины, на участках с различной геологической историей, с различными климатическими условиями. В областях ледниковых, водно-ледниковых равнин и древних предледниковых бассейнов, в областях третичных озерных плато и аллювиальных равнин не могли одновременно существовать односторонне направленные воздушные или водные тстоки, фронт действия которых в два раза превышал бы длину потока. В этих областях деятельность вод, эрозионные, аккумулятивные и эоловые процессы были резко различны по интенсивности и по направленности. Не получает признания и тектоническая гипотеза, согласно которой грядовый рельеф мог являться отражением на поверхности расколов кристаллического фундамента, подстилающего рыхлые толщи. Сам по себе механизм такого отображения гряд фундамента маловероятен. В последние годы глубокое бурение и геофизические исследования, позволившие изучить морфоло-

\* Статья публикуется в дискуссионном порядке.— *Ред.*



гию погребенного рельефа складчатого фундамента, показали, что структуры разного порядка, выделяемые в его пределах, имеют преимущественно иное — северо-западное простирание, что исключает возможность объяснения происхождения форм рельефа северо-восточного направления. Все это заставляет искать новые факты, относящиеся к образованию глядсового рельефа, изучать существующие природные взаимосвязи и предлагать новые гипотезы происхождения глядсовых форм рельефа.

В тектоническом отношении Западно-Сибирская низменность представляет собой огромный прогиб, заполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями, которые по площади распространения занимают первое место в мире. Мощность отложений в прогибе местами достигает 4000 м. Условия залегания осадочных пород в огромной, открытой на север, впадине, характеризуются характерными контрастами. Ограничиваясь на юге активизированной горной страной с неогеновыми и современными четвертичными поднятиями, с наличием разрывных дислокаций и движений по древним разломам, Западно-Сибирская плита представляет собой относительно спокойную область с устойчивыми преимущественно отрицательными движениями.

Условия залегания осадочных толщ Западно-Сибирской низменности неизменно характеризовались наклоном кровли фундамента и общим уклоном поверхности к северу, залеганием осадочных комплексов с наклоном в сторону прогиба фундамента. Статическое равновесие осадочных толщ постоянно нарушалось при активизации тектонических движений примыкающих с юга горных сооружений. Суммарная амплитуда вертикальных движений за неогеновый и четвертичный периоды, достигавшая нескольких километров, способствовала накоплению внутри осадочных толщ потенциальной гравитационной энергии. Возникающие при этом напряжения могли реализоваться за счет горизонтального смещения осадочного покрова.

В настоящее время в геотектонике все чаще используется понятие о реоне — веществе, способном вести себя как жидкость под влиянием нагрузки, действующей в течение определенного достаточно продолжительного времени. Породы приобретают способность приходить в движение, хотя бы чрезвычайно медленное, при ничтожно малых усилиях. Сохраняя облик твердого тела, горные породы «текут» как жидкость с большим внешним и внутренним трением. Осадочные толщ Западно-Сибирской низменности, сложенные в основном глинистыми насыщенными водой породами, могут быть отнесены к пластическому реону с наиболее коротким реоэффетом.

Свободное гравитационное течение осадочных пород на север наложило свой отпечаток на историю развития геологических структур и их современное пространственное расположение. Тектонические схемы, составленные для различных горизонтов мезозойско-кайнозойского чехла, свидетельствуют, что положительные тектонические элементы развивались унаследованно; однако наряду с этим отмечается смещение в плане сводовых частей верхних горизонтов относительно структур нижележащих горизонтов и кровли фундамента. Характерным обстоятельством, как и следовало ожидать, является смещение сводов в северном направлении.

Наблюдаемое смещение сводов может быть объяснено внутриформационным дрейфом осадочных пород, поскольку разность скоростей движения по верхним и нижним горизонтам отвечает законам гидродинамики. В гидродинамике, когда ширина русла достаточно велика, значение скорости потока  $V$  при угле наклона русла  $\alpha$ , абсолютной

вязкости вещества  $\mu$ , объемном весе  $\gamma$  и глубине потока  $y$  определяется из формулы

$$V = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \alpha \frac{\gamma}{\mu} y^2.$$

Более интенсивное течение осадочных пород должно происходить по верхним горизонтам. Скорости в придонных слоях ( $y=0$ ) должны быть равны нулю.

Несмотря на редкую сеть скважин и плохую выраженность сводов, опережение в движении верхних горизонтов четко проявляется и может быть выражено линейной величиной: при разности отметок верхнего и нижнего горизонтов 612 м смещение свода к северу определяется величиной 1,0 км, при разности 1815—3,0 км и соответственно при разности 2237 м смещение 4,9 км. Следовательно, смещение сводов должно быть заметным не для всех структур, а только для группы структур, сохраняющих антиклинальное строение по всему разрезу. Максимальные скорости движения осадочных пород, при выбранных нами параметрах, могли достигать нескольких сантиметров в год.

Свободная поверхность вязкой жидкости, находящейся в равновесии в поле силы тяжести, является ровной поверхностью. Если под влиянием какого-либо воздействия возникает движение, то оно будет сопровождаться образованием волн-складок вдоль всей поверхности. При этом, в изучаемом нами случае, силы, вызывающие складчатость, возникают внутри самих осадочных толщ и не связаны с передачей давления на расстояние. Элементы торможения и препятствия на пути движения только усиливают напряжение и волнообразные изгибы слоев.

Складчатая форма движения, в которую были вовлечены крупные объемы масс, осуществлявших движение от склонов поднимающегося Алтая по направлению к северо-западу, вызвала в верхних слоях и на поверхности платформенного чехла волнообразные изгибы северо-восточного простирания, которые явились объектом последующего интенсивного воздействия со стороны водных потоков и золотых процессов.

Связь грядовых форм рельефа северо-восточного направления с возобновлением тектонической активности горных сооружений подчеркивается их параллельностью Алтайскому блоку гор и основному сейсмическому поясу, проходящему через республики Средней Азии.

Для грядовых форм рельефа подмечена определенная зональность. В предгорном районе, непосредственно у источника возбуждения, было возможным наибольшее накопление потенциальной энергии. Именно поэтому в левобережной степной части Верхнего Приобья расположилось единственное в своем роде «семейство» крупных лощин и боровых долин. Наиболее ярко выраженным современным долинам, очевидно, соответствовала и наиболее выраженная первичная складчатость. По мере удаления от склонов Алтая рельеф Приобья приобретает более пологие формы и поперечный профиль местности имеет вид затухающей синусоиды.

В степной и лесостепной зонах, особенно в районе, прилегающем к оз. Чаны, расположены более мелкие долины и увалы, с трудом выражающиеся сечением рельефа, принятым для карт мелкого масштаба. В таежной части формы грядового рельефа опознаются только на аэроснимках по геоботаническим признакам и особенностям контуров болот: здесь ясно видно чередование отдельных, параллельно вытянутых светлых и более темных фоновых полос. Влияние сил, выз-

вавших образование грядовых форм рельефа, уменьшалось по мере удаления от горных сооружений. Этому выводу соответствует и прослеживаемое сокращение площадей грядового рельефа от южных широт к крайнему северу.

Возникающие в природной среде колебания носят периодический характер, и это свойство находит отражение в архитектурном построении гряд на местности. Не может не вызвать изумления исключительная выдержанность направленный гряд и та точность ( $m$ ), с которой гряды уложены на поверхности земли, в пределах каждой трапеции среднего масштаба. В табл. 1 приводится сводка результатов и средние ошибки измерений по ряду трапеций. Ни водные, ни эоловые процессы не могли создать механизм, способный на площади листа карты с такой точностью моделировать рельеф по направлению длинных осей простираения гряд.

Единство и общность происхождения грядовых форм рельефа и складчатая природа их образования подчеркиваются также равным площадным развитием положительных и отрицательных форм и точностью «укладки» гряд (табл. 2).

Гравитационные процессы наложили свой отпечаток на многие черты рельефа низменности и находят отражение во многих природных явлениях. Отметим некоторые из них.

1. Геологические условия Степного Приобья позволяют наблюдать, как торможение в движении масс осадочного покрова, вызываемое крупной структурой фундамента — Каменской антеклизой, приводит к уменьшению ширины складок и возрастанию их амплитуд. Этим может быть объяснено воздымание осей увалов Приобья в северо-восточном направлении. В сторону Кулундинской депрессии, где торможение было выражено слабо, увалы и боровые долины постепенно снижаются и теряют выраженность в рельефе.

2. Каменская антеклиза сдерживала движение масс вдоль правого — восточного — крыла долин. Независимое и более свободное движение масс в западной части Обь-Иртышского междуречья привело к значительному опережению левого крыла по отношению к правому. Боровые долины и увалы Приобья по мере удаления от горного обрамления постепенно выполаживаются, принимая все более широтное направление. Среднее значение азимутального сдвига одной боровой долины относительно другой оказалось равным  $2^\circ$ ; линейное смещение левого крыла долины протяженностью 150 км относительно ее правого крыла определилось величиной 5 км. Существующее представление о параллельности боровых долин является неправильным. Боровые долины и увалы Степного Приобья имеют веерообразное, радиальное расположение.

3. Характер движения осадочных толщ, расположенных в каменном ложе, напоминает движение ледниковых масс. В том и другом случае основным источником питания является непосредственное отложение твердых осадков. В обоих случаях движение масс зависит от

Т а б л и ц а 1

Условные номера листов карт	Средние азимуты направлений гряд, град	Количество измерений	Среднее квадратическое отклонение, град	Ошибка арифметической средней, град
1	50,0	1		
2	58,5	6	2,0	0,9
3	63,3	5	3,3	1,5
4	64,2	5	1,6	0,7
5	64,4	10	1,5	0,5
6	64,1	16	1,5	0,4
7	76,3	9	2,0	0,7
8	68,3	7	2,7	1,0
9	69,8	3	0,5	0,3
10	76,0	6	3,2	1,4

мощности, угла наклона их поверхности и ложка (см. формулу). Скорость течения в поверхностных слоях больше, чем в придонной части, в средней части массы движутся быстрее и скорость движения уменьшается без скачков от середины к краям. Все эти аналогии проявляются в характере строения грядового рельефа. Независимое и более

Таблица 2

Условные номера листов карты	Среднее значение межгрядовых расстояний, км	Количество измерений	$\pm m$	$\pm M$
1	1,23	14	0,26	0,07
2	1,34	18	0,23	0,05
3	1,22	15	0,24	0,06
4	1,38	18	0,28	0,07

свободное течение осадочных пород в средней части низменности вызывает постепенное опережение левого крыла грядовых форм рельефа в Обь-Иртышском междуречье. В наблюдаемой цепи гряд (см. табл. 1) их азимут меняется от 50° в восточной части до 76° в центральной части Прииртышья. Величина относительного линейного смещения равна 6,0 км. Следовательно, представление географов о параллельности грядовых форм рельефа также является не совсем точным.

4. Важным доказательством существования гравитационных процессов служат особенности их проявления в периферических частях низменности. Гравитационный поток масс от Алтая на север является наиболее четко выраженным, но не единственным. «Течение» осадочных пород, хотя и в гораздо меньшей мере, проявилось по всему фронту палеозойского обрамления низменности, особенно там, где осадочные породы располагаются на более крутых склонах фундамента. При этом наблюдаемые в рельефе и структуре деформации совпадают с градиентами гравитационных усилий. Так, в Западно-Сибирской низменности, наряду с господством форм рельефа северо-восточного направления, вполне закономерно в левобережье Иртыша проявляются грядовые формы северо-западного направления. В Приуралье правильно ориентированные формы рельефа имеют уральское (субмеридиональное) направление, а на востоке низменности — меридиональное направление. Следовательно, характерной особенностью форм рельефа в периферической части низменности является их параллельность палеозойскому обрамлению.

5. «Течение» осадочных пород со склонов фундамента формирует параллельные палеозойскому обрамлению складки, в которых заложили свои русла современные реки. Этим объясняется следующая закономерность рисунка гидрографической сети. Все реки южной части Западно-Сибирской низменности, берущие свое начало в горных районах страны, при выходе в пределы низменности делают резкие повороты и следуют далее на большом протяжении вдоль выходов коренных пород, не придерживаясь общего уклона низменности. Эта закономерность в построении гидрографической сети объясняет природу образования «чуждых» (по отношению к общему уклону равнины) форм рельефа. Реки Приуралья на большом протяжении текут вдоль восточных склонов Урала. Река Енисей, прокладывая дорогу в Северный Ледовитый океан, следует в меридиональном направлении по краю Средне-Сибирского плоскогорья.

6. Взаимосвязи между процессами горообразования и ходом развития рельефа «спокойной» равнины оказались настолько тесными, что накладывают свой отпечаток не только на основные черты, но и на некоторые детали современного рельефа низменности. Так, «течение» осадочных толщ по основному склону от предгорий Алтая на северо-запад формирует складчатость северо-восточного направления под сред-

ним азимутом  $65^\circ$ . Влияние склонов Сибирской платформы, появление нового вектора сил западного направления и сложение сил по правилу параллелограмма вызывает в восточной части низменности изменение направления равнодействующей и поворот гряд до азимута  $56^\circ$ . В западной части низменности влияние восточного потока вызывает противоположное изменение в направлении равнодействующей, что соответствует повороту гряд до азимута  $72^\circ$ .

Помимо локальных структур тектонического генезиса, хорошо выраженных в нижних горизонтах и затухающих по вертикали снизу вверх, в платформенном чехле встречаются структуры, развитые и хорошо выраженные в верхах разреза и затухающие с глубиной. Это — поверхностные морфоструктуры, образовавшиеся под влиянием гравитационных сил в результате процессов, происходящих внутри осадочного чехла. Гравитационные движения происходят в основном на поверхности и захватывают внутренние слои тем меньше, чем глубже эти слои расположены. Этим объясняется особенность структурных форм платформенного чехла: большинство структур самой верхней части покрова плиты не прослеживается в глубоко залегающих горизонтах; дислокации, выявленные в верхних слоях разреза, быстро затухают с глубиной.

В результате геологических работ удается все чаще фиксировать определенным образом ориентированную складчатость во внутренних частях осадочных толщ, подобную наблюдаемым характерным формам дневного рельефа. Можно считать установленным совпадение направлений увалов и долин Обь-Иртышского междуречья с простираемостью структур третичных отложений. В геологическом строении левобережья Иртыша также отчетливо выражены складки как в рельефе, так и в разрезе кайнозойских пород. Структурные условия мезозойско-кайнозойского чехла в северо-западной части Западной Сибири характеризуются развитием линейных складок уральского простираения. Геологические работы выявили валообразные дислокации мезозойских пород и в восточной части низменности.

Необходимо отметить, что мы располагаем пока еще крайне ограниченными сведениями о строении мелких структур.

На наш взгляд, уникальным примером гравитационной складчатости может служить Мало-Атлымская дислокация по правому берегу р. Оби. Здесь в ряде мест чеганские глины, выходя на поверхность, образуют четко выраженные антиклинальные складки. Дислокациями затронуты только толщи песков и глин, а более плотные аргиллиты, опоковидные породы, залегающие ниже, не деформированы и не нарушены. Расстояния между антиклинальными складками, равные в среднем 1,2 км, подчеркивают общность и родство дислокации с грядовыми формами рельефа северо-восточного направления.

С позиций гравитационной тектоники могут быть объяснены некоторые структурные особенности платформенного чехла: широкое развитие в мезозойско-кайнозойском покрове пологих структур, затухающих с глубиной, различие в структурных планах верхних и нижних горизонтов, перестройка структурных планов верхних горизонтов локальных поднятий, инверсия в развитии локальных структур и т. д. Надо учитывать, вместе с тем, что формы грядового рельефа несут следы воздействия многочисленных физических явлений и одна гипотеза не в состоянии объяснить всю сложность его строения.

Работа по моделированию современного рельефа выполнена водными и воздушными потоками и в известной мере неотектоническими движениями. В этой эволюции гравитационные процессы определили лишь общую направленность развития рельефа.

# ПАРАЛЛЕЛЬНО-ГРЯДОВОЙ РЕЛЬЕФ СЕВЕРНОГО ЗАУРАЛЬЯ И НИЖНЕГО ПРИОБЬЯ

Ю. Ф. ЗАХАРОВ

(Тюменское территориальное геологическое управление)

На обширных междуречных пространствах Северного Зауралья и Нижнего Приобья широко развиты денудационные равнины, имеющие параллельно-грядовой рельеф. По морфологии, строению отдельных форм и генезису комплексов гряд этот рельеф можно разделить на следующие разновидности.

1. Микрокуэсты, образованные избирательной эрозией в различных по литологии слоях верхнемеловых пород. Направление этих линейных форм строго соответствует простираанию тектонических структур в осадочном чехле, на склонах которых и наблюдается параллельно-грядовой рельеф. Определенной закономерности в размерах гряд и межгрядовых понижений, в расстояниях между ними не наблюдается. Это можно объяснить неравномерным расположением в разрезе верхнего мела слоев, в различной степени противостоящих денудаций. Такой рельеф наблюдается на вершине возвышенности Мужинский Урал.

2. Линейные цепочки бугров пучения, развитые в самых северных районах Западной Сибири, не покрывавшихся покровными льдами. Эти формы рельефа имеют мерзлотно-эрозионно-тектонический генезис (Андреев, 1960; Кузин, 1960).

3. Береговые образования четвертичного бореального бассейна (береговые валы или дюны, закрепленные растительностью) на восточном склоне возвышенности Мужинский Урал. Гряды этой разновидности сложены хорошо отсортированными, часто существенно кварцевыми песками мужинской пачки салехардской толщи. Подобные груды известны на прибрежно-морских отложениях салехардского бассейна на полуострове Ямал.

4. Линейные грядообразные повышения, вызванные тектонической трещиноватостью и образованные мерзлотными и эрозионными процессами. Для этих форм характерны нечеткие, часто расплывчатые контуры, небольшая длина гряд, непостоянство в размерах гряд и межгрядовых понижений, обязательное совпадение участков этого рельефа с отчетливыми тектоническими структурами. Болота, примыкающие к такому рельефу, имеют угловатые контуры. Гряды выработаны в палеогеновых осадках, но изредка такие гряды проявляются и в четвертичных отложениях. Рассмотренная разновидность параллельно-грядового рельефа широко распространена в бассейне р. Конда.

5. Параллельные гряды, образованные мелко деформированной поверхностью дочетвертичных отложений, перекрытой тонким плащом четвертичных осадков. Эта разновидность параллельно-грядового рельефа

имеет самое широкое распространение в северо-западной части Западной Сибири.

Гряды группируются в полосы шириной до 10—12 км, идущие в различных направлениях. Господствующим является северо-северо-восточное направление или близкое к нему. Гряды иных простираний выражены гораздо слабее. Иногда полосы грядового рельефа изгибаются и смыкаются с соседней ветвью гряд, образуя эллипсы (левобережье р. Мал. Сосьва в среднем течении). Последние обычно соответствуют положительным тектоническим структурам в осадочном чехле или части их. Многие исследователи Западной Сибири отмечали совпадение участков грядового рельефа с положительными тектоническими структурами. В большинстве случаев это действительно так, но в недавнее время стали известны участки, где грядовой рельеф наблюдается над отрицательными тектоническими структурами в осадочном чехле и над моноклинально залегающими платформенными слоями. Все гряды описываемой разновидности обязательно приходятся на приподнятые участки дочетвертичного рельефа.

О происхождении грядовых форм рельефа последнего типа было высказано много различных суждений. Но незнание детального строения гряд затрудняло объективное изучение генезиса этих форм. В настоящее время наиболее известны три точки зрения на происхождение рассматриваемой разновидности параллельно-грядового рельефа.

Многие исследователи Западной Сибири вслед за Г. Ф. Лунгергаузенем (1955) считают их конечно-моренными образованиями (Заррина, Краснов, 1961, и др.). Ю. Ф. Андреев и М. Н. Бойцов объясняют возникновение параллельно-грядового рельефа мерзлотными процессами (результат морозобойных трещин и трещин напора). Но больше всего сторонников у теории «мерзлотно-эрозионного происхождения грядового рельефа, обусловленного тектонической трещиноватостью», высказанной в 1960 г. И. Л. Кузиным.

Сводить все многообразие форм параллельно-грядового рельефа к эрозионно-мерзлотным формам, обусловленным тектонической трещиноватостью, на наш взгляд, неправильно. С этой позиции невозможно объяснить появление гряд на моноклинали, лишенной каких-либо осложняющих ее структур. Причем характер геофизических полей исключает существование в этих районах каких-либо напряженных зон в фундаменте и, следовательно, появление здесь резкой тектонической трещиноватости, способной вызвать образование параллельно-грядового рельефа. Трудно предположить существование тектонической трещиноватости в сыпучих песках атлымской свиты олигоцена, которые иногда также образуют параллельно-грядовой рельеф. И уже совсем необъяснимы наблюдаемые, правда в единичных случаях, резкие изменения направлений полос грядового рельефа в пределах отдельных частей единой тектонической структуры. Маловероятно, чтобы система параллельных однотипных тектонических трещин непрерывно проявлялась на протяжении 100 км (некоторые грядовые полосы имеют длину до 100 км). Ведь тектонические структуры на этом расстоянии меняли не только свою конфигурацию, но и вообще исчезали. Такие явные несоответствия структурного плана осадочного чехла и направлений грядовых полос, выражаемые в том, что последние секут под различными углами простирания линейных структур осадочного чехла Северного Зауралья, заставляют искать иное объяснение генезису рассматриваемой разновидности параллельно-грядового рельефа.

Для выяснения происхождения параллельно-грядового рельефа необходимо остановиться на строении гряд. В Северном Зауралье опи-

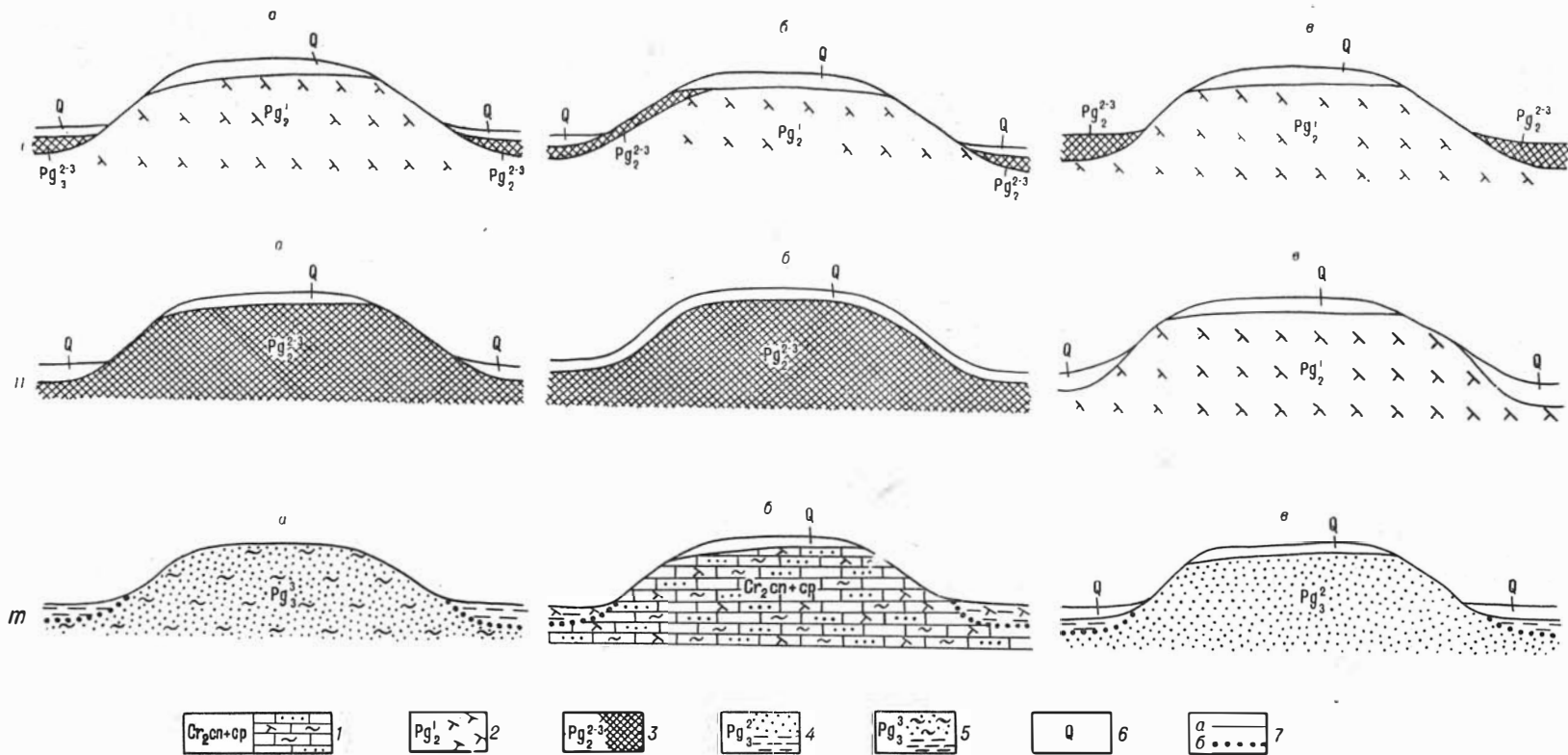


Рис. 1. Типы гряд Северного Зауралья:

1 — опоковые алевролиты, песчаники, глины березовской свиты; 2 — опоки нижнелиулинворской подсвиты; 3 — диатомиты среднелиулинворской подсвиты; 4 — пески с прослоями глин атлымской свиты; 5 — пески, алевроиты и глины туртасской свиты; 6 — ледниковые и водноледниковые отложения усть-ляпинской толщи; 7 — границы стратиграфические (а) и фациальные (б).



сываемая разновидность параллельно-грядового рельефа представлена девятью типами строения гряд. Лучшую морфологическую выраженность гряды имеют в центре полса (рис. 1).

Высота отдельных гряд колеблется от 3 до 5 м. Обычно же она составляет 5—7 м. Ширина—50—500 м. Длина некоторых гряд достигает 7—8 км. Ширина межгрядовых понижений соизмерима с шириной самих гряд, но часто несколько превышает ее. Размеры гряд обычно выдерживаются на значительных расстояниях. Иногда отдельные гряды слабо изгибаются, нарушая общий характер параллельно-грядового рельефа. Очень редко наблюдается слияние двух смежных гряд (бассейн р. Ялбынья — Вольинская). У рек, текущих вкост простираются параллельно-грядового рельефа, как правило, преобладают прямолинейные отрезки, а частые коленообразные изгибы отражают перечисления гряд.

Гряды обычно имеют двухъярусное строение. Под маломощной (1—5 м) покрывкой ледниковых или водноледниковых осадков вскрывается ядро. Слагают его опоки, диатомиты и диатомовые глины люлинворской свиты эоцена, черные алевритистые глины талицкой свиты палеоцена, бейделитовые глины чеганской свиты, кварцевые пески атлымской свиты, алеутиты и глины туртасской свиты олигоцена и самые различные по литологии слои березовской свиты верхнего мела. В центре грядовых зон встречаются гряды, лишенные плаща четвертичных осадков. Наиболее широко распространены гряды, сложенные опоками и диатомитами эоцена. Многочисленные исследования таких форм с использованием большого объема горных работ и мелкого бурения позволили нам установить, что гряды рассматриваемой разновидности являются небольшими складками. На глубине нескольких десятков метров такая складчатость затухает, что с достаточной убедительностью свидетельствует об экзогенном происхождении этих складок. В Северном Заурале очень часто встречаются такие типы гряд, где сами гряды сложены полого изогнутыми слоями нижнеэоценовых опок, а в межгрядовых понижениях вскрываются среднеэоценовые и верхнеэоценовые диатомиты. Часто наблюдаемое положение, когда опоки оказываются гипсометрически выше более молодых диатомитов, а подстилающие их отложения недеформированы, можно объяснить лишь тем, что опоки были выведены на поверхность какими-то экзогенными силами (рис. 2).

На наиболее вероятный основной фактор в образовании рассматриваемой разновидности параллельно-грядового рельефа указывает такой пример. На правобережье р. Северная Сосьва одна из наиболее четких ветвей грядового рельефа, идущая по простирацию крыла тектонической структуры, постепенно изогнулась почти на 90° к своему основному направлению. Эта полоса гряд и ее изгиб располагаются над валообразной тектонической структурой в осадочном чехле, но не над всей структурой, а только над ее частью, являющейся выступом в дочетвертичном рельефе. Параллельно-грядовой рельеф отчетливо оконтуривает только этот приподнятый участок дочетвертичного рельефа, в то время как дочетвертичная поверхность остальной части структуры лишена гряд и перекрыта плащом четвертичных отложений. Этот пример не единичен. Такие случаи, когда параллельно-грядовой рельеф окаймляет не всю структуру, а лишь ту ее часть, которая возвышается в дочетвертичной поверхности над окружающей территорией, указывают на экзогенную природу этого рельефа. Для образования такой мелкой складчатости, которая, как мы видим, проявляется через параллельно-грядовой рельеф, необходимо приложение какой-то силы и не изнутри структуры, а снаружи, точнее, сбоку. Такой силой мог быть

напор наступающих льдов максимального оледенения, существование которого в северо-западной части Западной Сибири доказывается многочисленными и неопровержимыми следами: моренами и заключенными в них отторженцами дочетвертичных пород.

Направление грядовых полос обусловлено направлением тех эрозионных понижений, по которым двигался ледник и склоны которых служили препятствиями на пути его продвижения. Склоны этих крупных ложбин были намного выше и круче склонов современных долин.

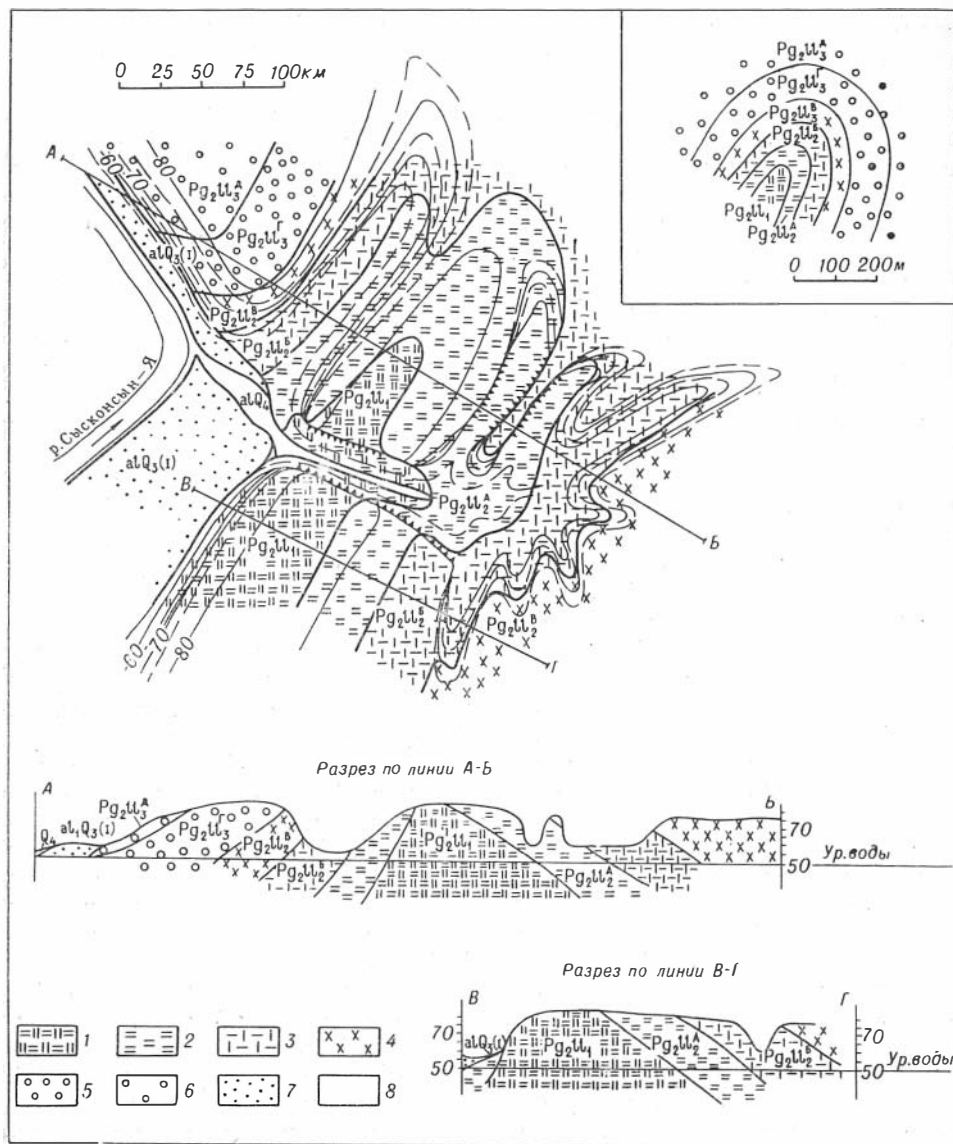


Рис. 2. Разрез правого склона долины р. Сысконсыня в 6,5 км восточнее Охотбазы: Нижнелюлинворская подсвита  $Pg_2W_1$ ; 1 — олоки. Среднелюлинворская подсвита  $Pg_2W_2$ ; 2 — диатомиты «зоны А»; 3 — диатомиты «зоны Б». Верхнелюлинворская подсвита  $Pg_2W_3$ ; 4 — диатомиты «зоны В»; 5 — диатомовые глины «зоны Г»; 6 — диатомовые глины «зоны Д». Четвертичные отложения; 7 — аллювий первой надпойменной террасы; 8 — аллювий поймы.

Наблюдаемая частая приуроченность полос грядового рельефа к положительным тектоническим структурам осадочного чехла объясняется тем, что большинство выступов дочетвертичного рельефа имело тектоническую природу.

Но современный параллельно-грядовой рельеф не является простым отражением на поверхности первичных морен напора. Одним напорным воздействием нельзя объяснить возникновение различных по строению и форме типов гряд. Такие гряды появились в результате взаимодействия многих факторов. Представляется наиболее вероятным следующий процесс образования параллельно-грядового рельефа.

В результате напорного воздействия ледника на приподнятые участки дочетвертичного рельефа в приповерхностных слоях возникла мелкая складчатость — гофрировка. Амплитуда ее зависела от силы напора и жесткости сминаемых пород. Механизм образования подобной однотипной складчатости при напорных воздействиях на тело сбоку описали И. Кэрри и др. (1962) на основе теоретических и экспериментальных исследований. Эта складчатость определила направление, размеры будущего параллельно-грядового рельефа. В замках таких мелких складок в результате мерзлотных процессов и напорных напряжений возникали трещины-нарушения. В случае совпадения полосы экзотектонической складчатости с участками интенсивной новейшей тектоники в замках складок могли возникать и тектонические трещины или увеличиваться уже имеющиеся морозобойные трещины. При деградации ледяного покрова в первую очередь высвобождались и оттаивали наиболее приподнятые участки дочетвертичного рельефа, большинство которых несло следы напорного воздействия наступавших льдов в виде серии невысоких параллельных складок, осложненных трещинами. Под влиянием неравномерных изостатических нагрузок, вызванных неравной мощностью тающего ледяного покрова, и пучинистости оттаявших грунтов начинался приток пластичных приповерхностных пород в места с меньшим давлением. Перемещающиеся породы пользовались для восходящих движений трещинами-нарушениями, или же они выдавливали по трещинам вышележащие более жесткие породы. Следы такого микродиапиризма наблюдаются во многих местах Северного Зауралья, главным образом в областях параллельно-грядового рельефа. Так, на возвышенности Люлин-Вор часто встречаются гряды, образованные необычными по форме диапировыми складками. Потоки вод тающих покровных льдов частично уничтожили параллельно-грядовой рельеф, а частично придали ему еще более четкую выраженность. Вероятно, в эпохи последующих похолоданий мерзлотные процессы и пучинистость обновляли отдельные полосы грядового рельефа, т. к. гряды имеют слишком четкие и крутые склоны, которые навряд ли могли просуществовать со времени максимального оледенения.

В некоторых районах Северного Зауралья и Нижнего Приобья параллельно-грядовой рельеф наблюдается на поверхности надпойменных террас крупных рек (Сев. Сосьва, Казым): здесь распространены широкие, расплывчатые гряды, сохраняющие присущие им в этих районах направления. Межгрядовые понижения часто заняты озерами продолговатой формы. Гряды и межгрядовые понижения перекрыты небольшим по мощности плащом аллювия. Возникли эти гряды на месте обычного параллельно-грядового рельефа, который был освоен крупными реками. Протоки рек закладывались в межгрядовых понижениях, разрабатывая их и уничтожая некоторые гряды. Межгрядовые понижения, которые по тем или иным причинам не стали руслами водотоков, под воздействием делювиально-солифлюкционных процессов и

паводковых вод были заполнены осадками и слились со смежными грядами. Так появились широкие гряды.

Таким образом, ледяная нагрузка, пучинистость пород, трещиноватость и другие мерзлотные явления в совокупности с напорным воздействием льдов и эрозионными процессами создали параллельно-грядовой рельеф. Но решающую роль в его образовании сыграло нагорное воздействие наступающих льдов покровного оледенения на возвышающиеся в дочетвертичном рельефе участки, которые большей частью имели тектоническую природу.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю. Ф. Многолетняя мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
- Бойцов М. Н. О формировании рельефа в условиях подземного оледенения. Тр. ВСЕГЕИ, т. 64, 1961.
- Заррина Е. П., Краснов И. И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, т. 64, 1961.
- Захаров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего Приобья и Северного Зауралья и их корреляция. Тез. докл. к Всесоюз. совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири. «Сов. геол.», Сборник 45, 1955.
- Чочна Н. Г., Галеркина С. Г., Дрознес М. А., Захаров Ю. Ф. и др. Мужинский Урал и его геологическое строение. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.
- Curríe J. B., Patho de N. W. and Trump R. P. Development of Folds in Sedimentary Strata. Geol. Soc. America, v. 73, 1962, p. 655—674.
-

# НЕОТЕКТОНИКА И РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ

---

Г. С. АНАНЬЕВ

(Московский государственный университет)

Эпигерцинская платформа Южного Зауралья была образована при консолидации складчатых структур Магнитогорского синклинория и Восточно-Уральского антиклинория. Частичная унаследованность развития древних и образование молодых, послемезозойских структур, при небольших амплитудах движения, обусловили чрезвычайную сложность строения структурного плана рассматриваемой территории. Относительно спокойный тектонический режим Южного Зауралья в течение позднего мезозоя и в раннем кайнозое при влажных климатических условиях привел к выравниванию поверхности и формированию мощных кор выветривания. Сформировавшаяся к концу палеогена обширная поверхность выравнивания в дальнейшем была деформирована. Максимумы деформаций были приурочены к этапам наибольшей активности новейших тектонических движений. Следы их выражаются в рельефе по-разному. Довольно часто приходится наблюдать, как на междуречьях на фоне слабо всхолмленной равнины по соседству расположены участки, покрытые мощной корой выветривания (30—50 м) площадного типа, и участки, на которых кора выветривания отсутствует или сохранились лишь ее нижние горизонты мощностью 1—2 м. Обычно границей между ними служит небольшая речная долина или крупный лог — суходол, заложенные чаще всего по зоне повышенной трещиноватости. В долинах рек Урал и Уя на участках поднятий наблюдается слабо выраженный изгиб продольного профиля террас с амплитудой порядка 20—30 м. В ряде долин наблюдаются повышенные мощности аллювиальных отложений, достигающие 40—50 м и свидетельствующие об опускании участка.

Большинство речных долин образует в плане коленообразные изгибы, позволяющие выявить две системы направлений речной сети — радиальную и концентрическую, подчеркивающие кольцевую структуру поднятия Южного Зауралья. Центральная часть этой структуры находится на Уйско-Гумбейском междуречье и выражена в рельефе в виде заметного опускания, фиксированного участком с холмисто-западинным рельефом площадью около 300 км<sup>2</sup>. Местами здесь сохранились озера и болота, не свойственные Южному Зауралью. Подобные кольцевые структуры известны для севера Средней Сибири, Патомского нагорья и других районов. Такое распределение концентрических и радиальных долин связано, по мнению И. В. Корешкова (1960), с двумя системами концентрических и радиальных трещин, образующихся на

паводковых вод были заполнены осадками и слились со смежными грядами. Так появились широкие гряды.

Таким образом, ледяная нагрузка, пучинистость пород, трещиноватость и другие мерзлотные явления в совокупности с напорным воздействием льдов и эрозионными процессами создали параллельно-грядовой рельеф. Но решающую роль в его образовании сыграло нагорное воздействие наступающих льдов покровного оледенения на возвышающиеся в дочетвертичном рельефе участки, которые большей частью имели тектоническую природу.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю. Ф. Многолетняя мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Западной Сибири. Тр. ВНИГРИ, вып. 158, 1960.
- Бойцов М. Н. О формировании рельефа в условиях подземного оледенения. Тр. ВСЕГЕИ, т. 64, 1961.
- Заррина Е. П., Краснов И. И. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ, т. 64, 1961.
- Захаров Ю. Ф. Четвертичные отложения Нижнего Приобья и Северного Зауралья и их корреляция. Тез. докл. к Всесоюз. совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири. «Сов. геол.», Сборник 45, 1955.
- Чочиа Н. Г., Галеркина С. Г., Дрознес М. А., Захаров Ю. Ф. и др. Мужинский Урал и его геологическое строение. Тр. ВНИГРИ, вып. 186, 1961.
- Currle J. B., Pathode N. W. and Trump R. P. Development of Folds in Sedimentary Strata. Geol. Soc. America, v. 73, 1962, p. 655—674.

# НЕОТЕКТОНИКА И РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЭПИГЕРЦИНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ЮЖНОГО ЗАУРАЛЬЯ

---

Г. С. АНАНЬЕВ

(Московский государственный университет)

Эпигерцинская платформа Южного Зауралья была образована при консолидации складчатых структур Магнитогорского синклинория и Восточно-Уральского антиклинория. Частичная унаследованность развития древних и образование молодых, послемезозойских структур, при небольших амплитудах движения, обусловили чрезвычайную сложность строения структурного плана рассматриваемой территории. Относительно спокойный тектонический режим Южного Зауралья в течение позднего мезозоя и в раннем кайнозое при влажных климатических условиях привел к выравниванию поверхности и формированию мощных кор выветривания. Сформировавшаяся к концу палеогена обширная поверхность выравнивания в дальнейшем была деформирована. Максимумы деформаций были приурочены к этапам наибольшей активности новейших тектонических движений. Следы их выражаются в рельефе по-разному. Довольно часто приходится наблюдать, как на междуречьях на фоне слабо всхолмленной равнины по соседству расположены участки, покрытые мощной корой выветривания (30—50 м) площадного типа, и участки, на которых кора выветривания отсутствует или сохранились лишь ее нижние горизонты мощностью 1—2 м. Обычно границей между ними служит небольшая речная долина или крупный лог — суходол, заложенные чаще всего по зоне повышенной трещиноватости. В долинах рек Урал и Уя на участках поднятий наблюдается слабо выраженный изгиб продольного профиля террас с амплитудой порядка 20—30 м. В ряде долин наблюдаются повышенные мощности аллювиальных отложений, достигающие 40—50 м и свидетельствующие об опускании участка.

Большинство речных долин образует в плане коленообразные изгибы, позволяющие выявить две системы направлений речной сети — радиальную и концентрическую, подчеркивающие кольцевую структуру поднятия Южного Зауралья. Центральная часть этой структуры находится на Уйско-Гумбейском междуречье и выражена в рельефе в виде заметного опускания, фиксированного участком с холмисто-западинным рельефом площадью около 300 км<sup>2</sup>. Местами здесь сохранились озера и болота, не свойственные Южному Зауралью. Подобные кольцевые структуры известны для севера Средней Сибири, Патомского нагорья и других районов. Такое распределение концентрических и радиальных долин связано, по мнению И. В. Корешкова (1960), с двумя системами концентрических и радиальных трещин, образующихся на

первой стадии развития сводового поднятия. На этой стадии блоки сбывают слабо перемещены относительно друг друга.

Сильная тектоническая раздробленность палеозойского основания эпигерцинской платформы Южного Зауралья обусловила блоковые формы структур. Выраженность структур в рельефе позволяет считать их морфоструктурами.

Морфоструктура Зауральского свода расположена на восточном склоне гор Южного Урала и в своем развитии связана с тектоническим режимом последних. Это хорошо видно по постепенно увеличивающимся с востока на запад значениям абсолютных отметок между речей. Вместе с тем, на фоне наклонной холмистой равнины наблюдаются заметные колебания относительных высот, обусловленные движениями отдельных блоков внутри Зауральского свода. Районы с наивысшими абсолютными отметками расположены на Урало-Гумбейском междуречье (450—590 м), на Куросанско-Тогузакском междуречье (400—450 м), в пределах Джабык-Карагайского массива (410—560 м). К востоку от этих районов значения абсолютных отметок убывают.

Вдоль оси палеозойского Восточно-Уральского антиклинория располагаются гранитные массивы, большинство которых приурочено к ядрам палеозойских антиклиналей. Последние разделены синклиналями, в строении которых принимают участие сланцы, песчаники и эффузивы, в пределах поля распространения которых наблюдаются отметки, близкие к отметкам гранитных массивов, а иногда и превышающие их. Отмечено немало участков, где гранитами сложены днища тектонических впадин, а борта последних — породами сланцево-песчаниковой толщи. Это позволяет говорить о весьма незначительной роли препакировки устойчивых пород в строении рельефа и одновременно указывает на участие новейших движений в формировании его крупных черт.

Установление характера новейших движений на восточном склоне Южного Урала усложняется небольшими амплитудами движений при отсутствии мощного горизонтально залегающего чехла рыхлых отложений. Если на прилегающей территории Западной Сибири можно выявить новейшие поднятия или опускания по деформациям палеогеновых или неогеновых отложений, а в горных системах Южного Урала — по значительным превышениям отдельных районов над соседними, то в Южном Зауралье приходится учитывать весь комплекс признаков, фиксирующих новейшие движения, и при этом все-таки с некоторой долей условности говорить о границах и форме новейших структур.

Почти все исследователи, занимавшиеся проблемой новейших тектонических движений на Южном Урале и его восточном склоне, отмечали здесь наличие блоковых (глыбовых) перемещений земной коры. Этому вопросу посвящены работы И. П. Герасимова (1948), Г. В. Вахрушева (1960), В. П. Трифонова (1960) и других исследователей. Следы разрывных нарушений были обнаружены в рыхлых породах кайнозоя в виде крупных сбросов и сдвигов, а также мелких дислокаций этого же типа. Нами отмечались микросбросы в плиоценовых красных пестроцветных глинах с амплитудой 0,6—1,0 м, хорошо фиксирующиеся в разрезах плоскостями скольжения с «размазанными» марганцовистыми образованиями вдоль них.

Многие исследователи (Трифонов, 1960; Вахрушев, 1960; Дибнер, 1957) отмечают также, что блоковые (глыбовые) движения происходили на фоне общего сводового и локальных волновых движений Южного Урала. Анализ направлений современных долин восточного склона Южного Урала показал, что заложение долин происходило в соответствии с обновлением (новейшими подвижками) зон донегеновых



тектонических нарушений типа трещин растяжения, зон дробления и т. п. То же отмечают и другие исследователи. Так, А. А. Вахрушин (1963) приводит данные о том, что на рассматриваемой территории имеется множество трещин, по которым неоднократно происходили сбросовые перемещения блоков. Заложение речных долин при этом происходило по естественным лоткам, образовавшимся в результате сбросовых или сбросово-сдвиговых перемещений блоков по плоскостям нарушений (Вахрушин, 1963). Автор выделяет сложную систему трещин, растяжения «зон мозаичной разблокировки», выжимных зон кливажа, сдвиги и т. д., по которым закладывались речные долины.

Первичные тектонические трещины палеозойских пород, связанные со складкообразованием, внедрением гранитных интрузий и т. п., продолжали развиваться в мезокайнозой. Подновление тектонических нарушений происходило лишь в зонах разгрузки наиболее значительных напряжений, связанных с послепалеозойскими тектоническими движениями. «...На Урале выделяются отдельные большие массивы горных пород, с отдаленного геологического прошлого испытывающие общие для них почти равномерные перемещения. В то же время имеются зоны резко выраженных неравномерных подвижек. Эти зоны испытывают сжатие или растяжение, в их пределах наблюдаются характерные для различных условий тектонические движения, часто сопровождаемые глыбовыми или межглыбовыми нарушениями горных масс с образованием отчетливых уступов на поверхности земли или плавных изменений рельефа поверхности при дифференциальном перемещении масс по разломам или сложным системам трещин» (Н. Д. Буданов, 1964). В последнее время на территории восточного склона Урала были обнаружены крупные зоны распространения глубоких трещин растяжения, частично доступные для проникновения по ним грунтовых вод (Ампилогов, 1956; Буданов, 1964). Часть трещин возникла в верхнем мезозое и продолжала подновляться в кайнозое, а некоторые из них получили наибольшее развитие в четвертичное время, что фиксируется заполнением таких трещин — щелей \* среднеплейстоценовыми отложениями.

Многочисленные зоны разрывных нарушений новейшего тектонического этапа определили блоковую форму новейших структур. Размеры блоков зависят от конкретных структурных условий и колеблются от десятков километров до сотен метров (Наливкин, 1962). На аэрофотоснимках обнаженных участков можно различить сотни и тысячи тектонических трещин, выраженных в рельефе. Естественно, что новейшие тектонические движения, прежде всего, обновили системы трещин, совпадавшие с зонами напряжений земной коры. Учитывая сильную раздробленность складчатого фундамента, можно предположить, что граница перемещения двух соседних блоков вряд ли выражена одним-двумя разрывными нарушениями типа разломов. Скорее всего, границей блоков служит зона повышенной тектонической трещиноватости, по обе стороны от которой блоки перемещаются в разных направлениях или в одном направлении, но с разной скоростью. Ширина такой зоны для блоков, имеющих в поперечнике 5—10 км, составляет около 1 км, что определяется шириной зоны линейной коры выветривания. К зонам повышенной трещиноватости обычно приурочены источники грунтовых вод, часто фиксирующие ее по всей длине. Локализация подземных вод для посленеогеновых тектонических нарушений установлена для восточного склона Урала Н. Д. Будановым (1964). Приток подземных

\* Название предложено Н. Д. Будановым.

вод по зонам новейших тектонических нарушений настолько велик, что в местах пересечения — «узлах» — таких зон иногда образуются озера, как, например, оз. Котлик в бассейне р. Кабанка (Буданов, 1964).

Вероятно, некоторая часть блоков ограничена флексуобразными складками, особенно в пластичных рыхлых породах. Флексуобразные складки могут быть образованы за счет небольших относительных смещений соседних участков земной поверхности по трещинам, в результате чего создается видимость ее плавного изгиба. Раздробленность фундамента территории, о которой упоминалось выше, обусловила мозаичное строение блоков. Блоки имеют неправильную форму, поверхность их деформирована по-разному. Наблюдаются значительные перекосы блоков.

В бассейне среднего течения р. Увелька в рельефе четко выделяются три района, имеющие субмеридиональную ориентировку. Для крайнего западного района характерны невысокие хребты меридионального простирания, имеющие абсолютные высоты от 400 до 460 м. Между хребтами расположены впадины с отметками 340—360 м. Средний район характеризуется сравнительно ровным останцово-сопочным рельефом и представляет собой чередование небольших впадин неправильной формы, разделенных отдельными сопками-останцами и меридиональными депрессиями, соизмеримыми по величине с депрессиями западного района. Абсолютные высоты здесь колеблются от 280 до 320 м. Восточный район занимает более 50% исследованной площади. На его территории наблюдается пологохолмистый рельеф с редкими возвышенностями субмеридионального простирания и впадинами неправильной формы. По существу, эти три района являются тремя крупными морфоструктурами новейшего тектонического этапа. Абсолютные и относительные высоты уменьшаются с запада на восток, подчеркивая уменьшение интенсивности тектонических поднятий.

В свою очередь, в пределах каждой из трех описанных выше морфоструктур первого порядка выделяются более мелкие морфоструктуры (второго и третьего порядков). Морфоструктуры первого порядка являются сложно построенными линейными блоками, имеющими в своих пределах амплитуды движений: на западе в 80—120 м, на востоке 50—60 м. Структуры (блоки) второго порядка разграничены зонами повышенной тектонической трещиноватости, выраженными в рельефе в виде межсопочных понижений, уступов, речных долин и логов — в общем, отрицательных форм рельефа. Характерно, что к этим зонам приурочены источники подземных вод и ряд небольших озер. Зоны прослеживаются в пределах распространения палеозойских пород различного литологического состава. Большинство блоков второго порядка имеет асимметричное строение и состоит из приподнятой и опущенной частей. Разница в отметках обеих частей достигает 30—50 м. Положение подошвы коры выветривания (рис. 1) позволяет определить среднюю величину смещения соседних блоков в 40 м, а максимальную — в 100—120 м. Относительно опущенные блоки, выраженные в рельефе в виде впадин неправильной формы, несут чехол кайнозойских рыхлых отложений, мощность которого в 3—4 раза больше, чем у приподнятых блоков. При пересечении последних реки образуют сквозные долины с частыми выходами коренных пород на днищах и цокольными поймами.

Густота и глубина расчленения территории прямо связаны с интенсивностью новейших движений земной коры. Причем, вероятно, существует определенный ряд последовательности превращения густорасчлененной поверхности в редко, но глубоко расчлененную поверх-

ность. На каком-то этапе расчленения (в условиях поднятия) глубоко врезанные крупные речные долины захватывают большинство долин малых водотоков. При этом густота расчленения рельефа уменьшается за счет увеличения глубины вреза долины. Такую картину можно наблюдать, например, при сравнении карт густоты и глубины расчленения рельефа на юге Иркутской области (Атлас Иркутской области,

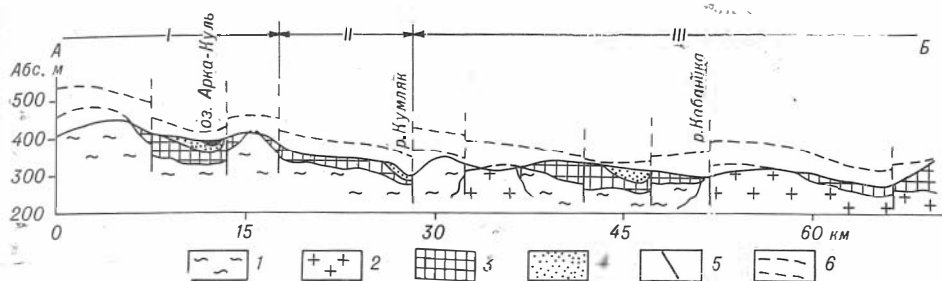


Рис. 1. Схема строения блоковых структур в бассейне среднего течения р. Увельки:

*I* — зона распространения линейных структур; *II* — переходная зона с тенденцией к относительному опусканию; *III* — зона мозаичных поднятий и опусканий малых амплитуд.  
 1 — песчаниково-сланцевые породы; 2 — граниты; 3 — кора выветривания; 4 — склоновые и аллювиальные осадки; 5 — границы блоков — зоны повышенной трещиноватости; 6 — предполагаемые границы подошвы и кровли коры выветривания.

1962, стр. 40—41). Для бассейна среднего течения р. Увелька при переходе с запада на восток от зоны распространения линейных структур к зоне мозаичных структур (см. рис. 1) также наблюдается увеличение густоты расчленения рельефа при резком (более чем двукратном) уменьшении глубины расчленения (см. таблицу).

Соотношение глубины и густоты расчленения рельефа в области среднего течения р. Увельки (средние величины по 140 замерам)

	Зона линейных структур	Зона мозаичных структур	
		современные	в плиоцене
Глубина расчленения, м	81,1	34,5	40—60 (?)
Густота расчленения, км/км <sup>2</sup>	1,7	2,08	2,01
Амплитуды поднятия за $N - Q$	130—150 м		50—60

В плиоцене густота расчленения рельефа была примерно такой же, как и в настоящее время, и отличие состояло только в большей глубине расчленения. Таким образом, данные по соотношению глубины и густоты расчленения рельефа помогают выявить морфоструктуры с малыми амплитудами движений за неоген-четвертичное время, что играет большую роль при выделении перспективных участков для поисков россыпей.

Такое строение новейших тектонических структур характерно с небольшими вариациями во всей полосе восточного склона Южного Урала. Почти везде при переходе от морфоструктур меридионального простирания (хребтов) к равнине развита характерная переходная зона

(на рис. 1 — вторая) шириной от 4—6 до 15—20 км. Интересно, что северо-западное направление зон повышенной тектонической трещиноватости совпадает с направлением простирания структур базального этажа дорифейской платформы (Гарань, 1939; Буданов, 1964), что позволяет предполагать участие в новейших движениях весьма глубоких зон земной коры. Таким образом, наши данные позволяют говорить о малых амплитудах послепалеогеновых деформаций поверхности выравнивания порядка 40—120 м при общем размахе поднятия за неоген-четвертичное время в 150—200 м.

На карте новейшей тектоники СССР, составленной в масштабе 1:5000000, под редакцией С. С. Шульца и Н. И. Николаева (1959), на восточном склоне Южного Урала определена амплитуда деформаций донеогеновой поверхности в 200—300 м. По данным других исследований, величина послепалеогеновых поднятий Урало-Тобольского водораздела определяется от 30—50 до 100—120 м (Трифонов, 1960, 1964).

На протяжении сложной истории кайнозойского рельефообразования Южное Зауралье пережило несколько эпох активизации тектонических движений. Региональное распространение логов, выполненных континентальными осадками плиоцена (Ананьев и др., 1964), позволяет говорить об эпохе глубокого предплиоценового вреза долинной сети. Дислокации миоценовых отложений Уртазымской и Таналыкской депрессий (Вахрушев, 1960), ступенчатый сброс, отмечавшийся в красочетных третичных отложениях вдоль западного склона хребта Ирэндых (Безруков и Яшан, 1934), перестройка эрозионной сети в Приуралье в предкинельское время (Вахрушев и Рождественский, 1962), значительная (более 50 м) деформация миоценовой террасы при пересечении долиной Урала главного хребта к западу от г. Орска (Елисеев, 1950) — все это позволяет относить время усиления тектонической активности к концу миоцена — началу плиоцена. Именно в это время наиболее четко сформировались контуры речных долин.

Менее значительные дифференцированные тектонические подвижки в начале нижнего плейстоцена привели к переуглублению в некоторых местах речных долин (до 50 м) и изгибу продольного профиля миоценовой и плиоценовой террас. Еще менее активные движения проявились в верхнем плейстоцене, когда в долинах рек была образована верхнеплейстоценовая терраса. В рельефе междуречий эти движения не оставили заметных следов.

Таким образом, можно говорить о трех эпохах тектонической активности в новейшее время: 1) значительной — в конце миоцена — начале плиоцена; 2) менее значительной — в начале нижнего плейстоцена и 3) слабой — в верхнем плейстоцене. Вероятно, некоторое влияние на формирование рыхлых отложений оказали и локальные подвижки отдельных блоков, проявление которых не было связано с определенными эпохами тектонической активности.

Долины рек Южного Зауралья, относящиеся к бассейнам двух систем — Тобола и Урала, отличаются слабой террасированностью. Наиболее полным комплексом террас обладают долины рек Урал, Уй, Суундук, Увелька, в которых террасы имеют широкие ровные поверхности, четкие бровки и швы. В большинстве случаев на склонах долин видны лишь едва заметные террасовидные ступени, прикрытые чехлом склоновых отложений, смешанных с остатками аллювия. Причина плохой сохранности аллювия на террасах большинства рек заключается, по-видимому, в небольших амплитудах тектонических движений, не способствовавших интенсивному размыву рыхлых и коренных пород

при сравнительно небольшой водности рек в неоген-четвертичное время. Это привело к относительному равновесию между поступлением рыхлого материала со склонов в русла рек и его транзитом. Поэтому накопление аллювия было незначительным, что впоследствии явилось обстоятельством, благоприятным для его быстрого размыва.

Четвертичные террасы Урало-Тобольского междуречья неоднократно описывались в литературе, и из-за ограниченного объема статьи мы не будем останавливаться на их особенностях. Выше четвертич-

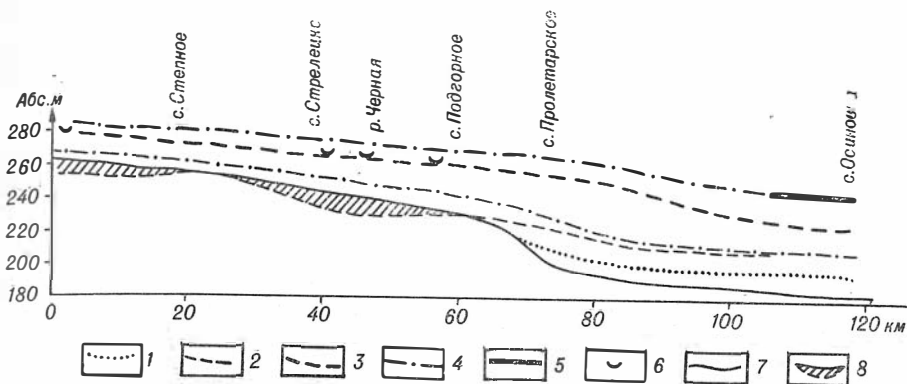


Рис. 2. Продольные профили террас р. Уй в среднем течении:

1 — верхнеплейстоценовые террасы; 2 — цоколь ниже-среднеплейстоценовой террасы; 3 — плиоценовая терраса; 4 — олигоцен-миоценовая терраса; 5 — поверхность олигоценовой равнины, сложенная прибрежно-морскими осадками; 6 — днища плиоценовых логов; 7 — современный продольный профиль долины р. Уй; 8 — переуглубленные участки долины.

ных террас в долинах рек рассматриваемой территории обычно наблюдаются две террасы. Одна из них — плиоценовая и охарактеризована находкой в аллювии *Mastodont borsoni* и *Elephas meridionalis* (Никифорова, 1948), а более высокая почти не несет аллювия, являясь эрозионной. Проблема перестройки речной сети Урала в плиоцене, о которой много говорилось в литературе (Сигов, 1952, 1963; Коноваленко, 1960, и др.), основывается, главным образом, на положении, согласно которому наиболее древней для южноуральских рек является плиоценовая терраса. Однако еще Н. В. Башениной (1948, 1961) в долине р. Урал была выделена на высоте 70—80 м миоценовая терраса. Нами в долинах рек Уя и Увелька выше плиоценовой террасы также был обнаружен еще один террасовидный уровень, четко прослеживающийся по обоим бортам долин. Хотя этот уровень несколько деформирован и местами снижен, можно заметить, что его продольный профиль совпадает с уклонами продольного профиля современных рек, хотя и отличается меньшими уклонами. Вблизи шовных участков этой террасы были отмечены скопления хорошо окатанной кварцевой и гранитной гальки размерами 2—10 см. На поверхности террасы в бассейне среднего течения р. Увельки были вскрыты желтые пески и галечники, залегающие в углублениях мезозойской коры выветривания. В долине р. Уя аналогичная терраса имеет высоту около 40—50 м. Продольный профиль этой террасы (рис. 2) указывает на ее принадлежность к долине Уя, причем хорошо видно, что терраса, достигая пределов палеогеновой морской равнины, исчезает, плавно сливаясь с последней. На основании того, что эта терраса располагается выше плиоценовой террасы и сливается с палеогеновой (олигоценовой) морской равниной, можно считать началом ее образования

олигоцен. Вместе с тем, учитывая, что терраса продолжала формироваться и в послеолигоценное — доплиоценовое время, следует датировать ее олигоцен-миоценом. Более высоких террас в долинах восточного склона Южного Урала нами не встречено. Это позволяет утверждать, что гидрографическая сеть близких к современным очертаний заложилась в конце палеогена и с тех пор не претерпела существенной плановой перестройки.

Таким образом, рельеф молодой платформы Южного Зауралья обладает специфическими особенностями. К их числу относятся: древние слабо врезанные долины рек и, соответственно, слабо выраженные в рельефе террасы, блоковый тип морфоструктур.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ампилогов И. Ф. О роли молодых тектонических движений в формировании марганцевых месторождений восточного склона Урала. «Сов. геология», 1956, вып. 54.
- Ананьев Г. С., Ананьева Э. Г., Горшкова В. А., Стефанович Е. Н. Палеогеографические условия образования древней эрозивной сети Урало-Тобольского междуречья. «Вестн. МГУ», серия геогр., 1964, № 6.
- Безруков П. Л., Яншин А. Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. Тр. НИИ геологии и минералогии, вып. 7, 1934.
- Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., «Наука», 1964.
- Вахрушин А. А. О связи речных долин с элементами блоковой тектоники Орского Зауралья. Сборник: «Морфометрические методы при геологических исследованиях». Саратов, Изд. Саратовского ун-та, 1963.
- Вахрушев Г. В. Проблемы неотектоники Южного Урала и Приуралья. Сборник: «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.
- Вахрушев Г. В., Рождественский А. П. К истории развития гидрографической сети Южного Урала и Приуралья в связи с новейшими движениями земной коры. Мат-лы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сборник 1, Уфа, 1962.
- Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. Тр. XVII сессии МГК. М., 1939.
- Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 42, 1948.
- Дибнер В. Д. К вопросу о происхождении рельефа Урала (в связи с проблемой полезных ископаемых, связанных с мезокайнозойскими отложениями). «Изв. Всесоюз. геогр. о-ва», т. 89, вып. 2, 1957.
- Елисеев В. И. О молодых тектонических движениях Орского Урала. «Бюл. МОИП», отд. геол., т. XXV, (5), вып. 5, 1950.
- Коноваленко С. С. Основные закономерности размещения россыпей на Южном Урале. Сборник: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IV, «Россыпи». М., Госгортехиздат, 1960.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Никифорова К. В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 45, 1948.
- Сигов А. П. О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала. Геогр. сборник, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Сигов А. П. Вопросы металлогении кор выветривания Урала в геоморфологическом освещении. Сборник: «Кора выветривания», вып. 5. М., 1963.
- Трифонов В. П. Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья. Сборник: «Геоморфология и новейшая тактоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.
- Трифонов В. П. Новейшая тектоника Урала и Зауралья. Сборник: «Проблемы неотектоники» (Тез. докл. совещания 19—23 мая, 1964 г.). М., 1964.

# СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

---

А. А. ЗЕМЦОВ, Д. А. БУРАКОВ  
(Томский государственный университет)

В формировании современного рельефа внеледниковой зоны Западно-Сибирской равнины принимали и принимают участие многие эндогенные и экзогенные факторы рельефообразования. Однако ведущим фактором была тектоника, которой обусловлено общее опускание равнины, что привело к накоплению мощных толщ рыхлых отложений мезокайнозоя и развитию здесь преимущественно аккумулятивного рельефа. В мезокайнозое на фоне общего прогибания равнины имели место колебательные дифференциальные движения, которые, как показали последние исследования, развивались преимущественно по тектоническому плану, унаследованному от геоструктур складчатого палеозойского фундамента. Иными словами, положительные и отрицательные структуры мезокайнозойского чехла, имеющие отражение в современном рельефе, в основном совпадают с возвышенностями и впадинами фундамента.

В последнее время в пределах Западно-Сибирской равнины сейсморазведка выявила дизъюнктивные нарушения в нижних горизонтах платформенного покрова. Они установлены, в частности, по р. Таре, в районе Сургута, Васюгана, Парабели. Амплитуда сбросов 50—150 м. Эти разрывы и сбросы в осадочном чехле в большинстве случаев или совпадают с крупными разломами в складчатом фундаменте, или тяготеют к ним (Наливкин, Острый и др., 1964). С каждым годом накапливаются факты, свидетельствующие о значительном влиянии неотектоники на формирование рельефа Западно-Сибирской равнины. Тем не менее роль экзогенных факторов нельзя недооценивать. Среди последних наиболее важными являются эрозивно-аккумулятивные процессы, которые или активизировались, или замедлялись новейшими тектоническими движениями. Эрозия, аккумуляция рек, смещение речных долин в значительной степени определили современный облик равнины. Однако работе рек, на наш взгляд, не уделяется должного внимания со стороны исследователей-геоморфологов, в чем проявляется явная недооценка столь важного фактора. Мы еще мало представляем масштабы эрозивно-аккумулятивной деятельности рек Западной Сибири в настоящее время. Поэтому широкие долины современных рек нередко объясняют тем, что они выработаны более крупными реками в прошлом. Маловодные же современные реки якобы не способны создать такие огромные долины. Мы кратко остановимся на развитии гидрографической сети равнины в антропогене и дадим более подробную характеристику современным аллювиальным процессам, формирующим речные долины.

В течение всего антропогена эрозионно-аккумулятивные процессы проявлялись неодинаково. По-видимому, были периоды, когда они развивались более интенсивно. И. А. Волков и В. С. Волкова (1964) выделяют 5 фаз обводнения южных районов равнины. Эти фазы характеризовались различной интенсивностью эрозионно-аккумулятивных процессов. Так, первая фаза обводнения происходила в условиях очень низкого положения базиса эрозии и ознаменовалась созданием весьма глубоких, но, по всей вероятности, узких речных долин. Во время второй фазы, по данным названных авторов, положение базиса эрозии было более высоким, поэтому аллювиальные процессы сопровождались значительным размывом и боковым блужданием потоков. В эту фазу на месте глубоких и узких речных долин образовались широкие, но менее врезанные долины. Пятая фаза, например, характеризовалась активизацией аллювиальных процессов и в это время блуждали русла, ширина которых в 5—7 раз превосходила ширину собственных русел этих рек.

По В. А. Николаеву (1962) в нижнечетвертичное время в пределах равнины существовали крупные прареки (пра-Обь, пра-Иртыш и др.), которые были очень многоводными и отличались максимальной эрозионной активностью. Они выработали речные долины шириной до 350 км, а глубина долин достигала нескольких десятков метров. Грандиозными были перестройки гидрографической сети в среднечетвертичное время. Ледниковые покровы на севере способствовали возникновению перед краем ледника крупных озерных бассейнов, которые занимали тектонические впадины, озеровидные расширения речных долин. По Н. А. Нагинскому (1953), во время оледенения внеледниковая зона равнины представляла исполинское поле работы воды, где действовала мощная система рек и озер, связанная общностью режима и имевшая направление, близкое к широтному. Таким образом, в антропогене неоднократно имела место смена фаз большей или меньшей водности, что сопровождалось изменением интенсивности аллювиальных процессов. Последние являлись мощными рельефообразующими факторами, а долины — основными формами рельефа.

Анализируя и сопоставляя имеющиеся материалы, мы пришли к выводу, что и в голоцене речная (преимущественно боковая) эрозия и аккумуляция имели также первостепенное значение в формировании современного рельефа равнины.

Пойма Оби в среднем течении достигает 40—50 км. Ширина первой надпойменной террасы приближается к 100 км. На отдельных отрезках своего течения Обь интенсивно разрушает борта долины. Только за последние 60 лет Обь сместилась у с. Кривошеино влево на несколько километров, разрушив обширную площадь водораздельного плато. Установлен очень сильный размыв правого берега р. Иртыша у с. Демьянское. Это село с 1637 г. переносилось трижды (Щукин, 1960). Крупные изменения в плане расположения долины Иртыша отмечаются в районе Тобольска. Собранные нами материалы свидетельствуют о весьма интенсивном разрушении реками Западно-Сибирской равнины бортов долин и расширении самих долин на несколько километров за сравнительно короткий срок.

На многих отрезках течения Оби, Иртыша и их притоков наблюдается асимметрия долин. Например, долина Оби от с. Кривошеино до с. Коломино асимметрична. Левый борт, высокий и крутой, местами сильно размывается рекою, а правый — пойменный. На левом берегу, например, полностью смыта рекою площадь, где располагалась д. Михайловка. Асимметрия долины Оби в данном случае не может быть



объяснена ни отклоняющей силой Кориолиса (в северном полушарии она направлена вправо), ни местными особенностями строения ложа реки (они более или менее однородны), ни гидрометеорологическими факторами. Главной причиной смещения здесь русла Оби влево следует считать новейшие тектонические движения, создающие перекося поверхности и определяющие направленный ход боковой эрозии реки. Благодаря такому перекося за многие тысячи лет река может размыть полосу берега шириною в несколько километров и образовать широкую долину. Левобережная асимметрия, при прочих равных условиях, свидетельствует о наличии неотектонических движений определенного знака и может быть диагностическим признаком последних.

Еще более крупные разрушения и изменения конфигурации русел в плане наблюдаются в пределах самих долин, когда реки преимущественно блуждают в собственных аллювиальных отложениях, не всегда достигая бортов. За последние 60 лет Обь выше г. Колпашево неоднократно меняла свое главное русло, образуя новые протоки в нескольких километрах от прежнего русла. Во многих местах русло разбивается на ряд рукавов, разделенных крупными островными и песчаными мелями, которые также неоднократно меняли свое положение и форму в плане. В 1907 г. р. Обь протекала у с. Леботер, а к 1918 г. сместилась к с. Даниловке, а сейчас находится у пристани Чалково, т. е. отступила на 10 км вправо. В 1950 г. главное русло Оби располагалось у устья р. Сарафановки, где был построен Обской лесоперевалочный пункт. В 1960 г. Обь сместилась на 3 км вправо и лесоперевалочный пункт оказался на обмелевшей несудоходной протоке. На рис. 1 показано изменение русла и фарватера Оби на одном из участков за 1900, 1929, 1950 и 1960 гг. Изменения весьма значительны и достигают местами нескольких километров. И. В. Попов (1962), успешно применив морфологический анализ к оценке общих русловых деформаций Оби, приводит много интересных количественных данных. Так, на участке Оби от устья Томи до г. Колпашево средний линейный размыв составляет  $6,5 \text{ м/год}$ , а намыв  $6,9 \text{ м/год}$ . В Обь на этом участке поступает  $9,1 \text{ млн. м}^3/\text{год}$  взвешенных наносов, а выносится за его пределы  $8,6 \text{ млн. м}^3/\text{год}$  (у г. Колпашево). Таким образом, остается на участке  $0,5 \text{ млн. м}^3/\text{год}$  взвешенных наносов, которые расходуются на формирование наилка по поверхности поймы. Кроме того, на участок поступает  $2,9 \text{ млн. м}^3/\text{год}$  донных наносов. К этому числу надо прибавить  $9,2 \text{ млн. м}^3/\text{год}$ , поступающих от размыва берегов и островов. Всего получится  $12,1 \text{ млн. м}^3/\text{год}$ . Из них расходуется на намыв  $9,0 \text{ млн. м}^3/\text{год}$ . Остальные  $3,1 \text{ млн. м}^3/\text{год}$  переносятся за пределы участка. По И. В. Попову, этот участок Оби в отношении русловых деформаций находится в состоянии динамического равновесия со слабой тенденцией к размыву. Здесь Обь меандрирует, однако характерно также и чередование однорукавных участков с участками разветвлений разной длины и формы. Ниже Колпашево русло разбивается на ряд рукавов значительной длины, которые разделены крупными островами.

Существенные изменения конфигурации русел в плане наблюдаются и на более мелких притоках средней Оби. В этом отношении весьма показательна р. Чулым, которая в своей устьевой части за несколько лет трижды прорывалась к Оби, образуя в разных местах новые русла длиной в несколько километров. Такие изменения русел рек наиболее значительны во время весеннего половодья. Однако для малых рек характерно не их разветвление, а свободное меандрирование по достаточно широким долинам.

Плановые очертания рек, формирование долин и русловые процессы нельзя изучать изолированно. Они должны быть объектом совместного исследования гидрологов, геоморфологов и геологов. Гидрология, детально изучающая современные процессы движения воды и твердых наносов, во многих случаях дает ключ к познанию генезиса флювиальных форм рельефа и аллювиальных свит. По справедливому замечанию М. А. Великанова (1948), гидрология расширяет те

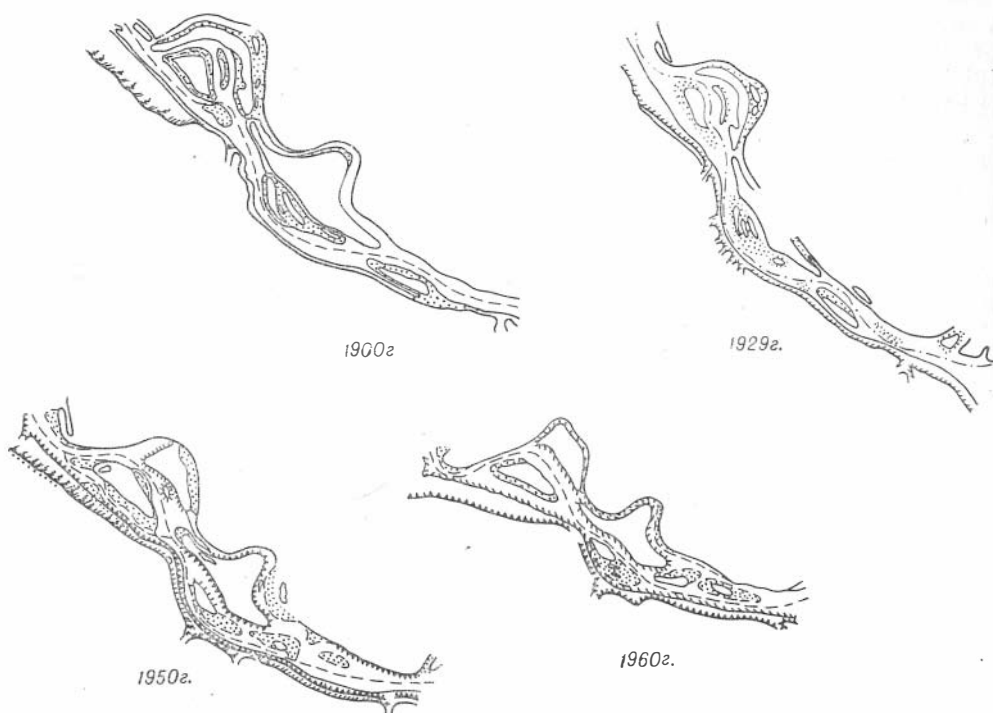


Рис. 1. Изменения русла реки в различные годы.

процессы, которые геологу даются лишь в виде конечных результатов; масштаб времени для геолога измеряется многими тысячелетиями, для гидролога — годами, месяцами, а иногда часами и даже секундами.

И. В. Попов (1955, 1962) и др. проделали интересные опыты восстановления хода перемещения русла меандрирующих рек по дну долины. Известно, что, перемещаясь в плане, реки часто оставляют за собой на пойме серии дугообразных гряд и ложбин, которые дают несколько разнообразно ориентированных вееров. Такие веера очень хорошо выражены на аэрофотоснимках (рис. 2), поскольку растительный покров гряд и ложбин различен по своему характеру, а следовательно, и по спектральным свойствам. И. В. Попов, подробно исследовавший микрорельеф поймы меандрирующих рек и его происхождение, считает, что гряды на пойме представляют собой серию отошедших от русла береговых валов, образование которых он связывает с процессом роста донных гряд, причленяющихся к берегу на изгибах русла (косы). Большую роль при этом играет растительность, закрепляющая поверхность гряды и усиливающая отложения наносов в половодье.

Наличие на пойме дуговидно изогнутых валов и ложбин, четко выраженных на аэрофотоснимках, позволяет восстановить схему переме-



*Рис. 2.* Веера облуждания реки в пойме.

щения русла меандрирующей реки по дну долины. Методика такого восстановления, разработанная И. В. Поповым, с успехом может применяться к анализу перемещения русел рек интересующей нас территории. Пример восстановления прежних положений русла на участке одной из рек Западно-Сибирской равнины дан на рис. 2. Этот способ позволяет, ориентируясь на микрорельеф поймы и русла, дать количественный прогноз будущих плановых изменений положения русел. При этом, как показал И. В. Попов, возможно определение не только схемы пространственного перемещения русла, но и установление времени, к которому относится то или иное его положение. Выполнение подобных исследовательских работ имеет большое практическое значение, так как дает возможность водохозяйственникам и проектировщикам гидротехнических сооружений рассчитывать и прогнозировать переформирование русел рек.

Изучая характер меандрирования рек Западно-Сибирской равнины, не следует забывать о тех существенных изменениях их плановых очертаний, которые образуются под влиянием лесных заломов, особенно на малых реках. Лесные заломы — не случайное явление. Их можно рассматривать как типичную особенность таежных рек, и роль заломов в образовании форм рельефа и слагающих эти формы отложений не должна принижаться. Загромождая на многие километры русла рек,

лесные заломы нарушают их гидрологический режим (колебание уровней, направление и величину скоростей в живом сечении и т. д.) и, естественно, изменяют ход свободного меандрирования, образуя особые генетические типы отложений. Формируется своеобразный рисунок «заломленного» участка реки в плане.

На реках, где интенсивность боковой эрозии сравнительно велика, заломы в естественных условиях встречаются очень часто. Расстояние между соседними заломами колеблется в относительно узких пределах, обеспечивая в конкретных условиях поступление в реку того минимума древесины, которое необходимо для образования залома. Частота заломов по длине реки определяется также и морфометрическими особенностями реки — шириной, характером извилистости, наличием сушений, островов, кос, мелких перекатов и т. д.

Занимаясь в течение многих лет геологическими и геоморфологическими исследованиями на территории равнины, мы наблюдали заломы и связанные с ними изменения на многих реках. Особенно много заломов отмечено на реках, протекающих в пределах озерно-аллювиальных и зандровых равнин, занятых сосновыми борами. На правых притоках рек Агана, Ваха можно было насчитать десятки крупных заломов. На р. Вать-Еган отмечено около 50 заломов. Даже крупные притоки Ваха — Колик-Еган, Сабун и Куль-Еган — в своем верхнем течении «заломлены». Характерны заломы также для небольших речек: Трайгородской, Назинской, Киевского Егана, Ларь-Егана, впадающих в Обь.

По современным представлениям, русло и поток являются органически связанным комплексом, в котором русло отражает форму потока, а поток — форму русла. Однажды возникнув, залом, особенно крупный, существенно преобразует картину движения воды, стесняя живое сечение и изменяя поле скоростей. В результате и форма русла изменяется в том направлении, чтобы обеспечить потоку возможно более плавное движение с наименьшим сопротивлением. По характеру влияния на русловую процесс представляется возможным выделить заломы двух основных типов: заломы, перегораживающие все живое сечение реки, и заломы, не полностью перекрывающие русло и оттесняющие динамическую ось потока к противоположному берегу (рис. 3).

Заломы первого типа резко изменяют характер движения потока (рис. 3, а). В верхнем бьефе наблюдается явление подпора — повышение уровней и снижение скоростей движения воды. В результате здесь наблюдается осаждение наносов, подобно процессу заиления хорошо проточных водохранилищ. Уклоны дна поэтому постепенно уменьшаются и может формироваться заметный перелом продольного профиля. Через тело залома вода проходит с повышенными скоростями, разделяясь на струи, расположение которых зависит от ориентировки стволов деревьев. Ниже залома поток на протяжении некоторого пути сохраняет стремительный характер движения. В зоне повышенных скоростей происходит существенный размыв русла. Если такой залом находится на изгибе (рис. 3, б), это приводит к усиленному размыву вогнутого берега. В случае расположения залома на излучине (см. рис. 3, б) происходит быстрое спрямление русла. Таким образом, заломы первого типа, расположенные на изгибах русла, способствуют ослаблению эрозии на вышележащем участке реки и усилению размыва в нижнем бьефе, оказывая существенное влияние на процесс меандрирования.

Заломы второго типа вызывают иной характер русловых деформаций. Поток, огибая залом (рис. 3, в, г), сужает свое сечение, повыша-

ет скорость, а вместе с тем и эрозионную способность. Начинается усиленный размыв берега, который продолжается до тех пор, пока новое, перемещенное, русло не обеспечит потоку своими формой и размерами плавного движения с наименьшим сопротивлением.

Современные представления в области теории руслового процесса вскрывают большую роль вторичных циркуляционных течений в формировании русловых форм. Поперечная циркуляция ярко сказывается, например, на изгибе потока, где она поддерживается действием центробежной силы. Характер течений на изгибе обуславливает размыв вогнутого берега и наращивание косы у выпуклого.

Всякое искусственное нарушение вторичных циркуляционных течений, в особенности изменение характера движения придонных струй, ведет к изменению транспорта наносов и к формированию новых русловых форм. Поэтому сплошь и рядом на таежных реках даже небольшие заломы, карчи, топляки, воздействующие на характер внутренних течений, существенно влияют на переформирование рельефа дна, особенно если русло сложено легко размываемыми песками. Пример такого воздействия дан на рис. 3, г, где изображен небольшой залом, ниже которого сформировалась обширная отмель, а у противоположного берега произошло некоторое углубление дна и «срезка» вышележащего перекатного участка. Формирование обширной гряды в нижнем бьефе происходит в основном в половодье, когда залом покрыт водой. Донные течения в это время, отклоняясь заломом, частично размывают перекатный участок, расположенный выше залома, и транспортируют весь наносный материал в нижний бьеф, где под действием восстанавливающейся поперечной циркуляции происходит отложение наносов у выпуклого берега и образуется обширная гряда, обнажающаяся в межень.

Характерной особенностью жизни «заломных»

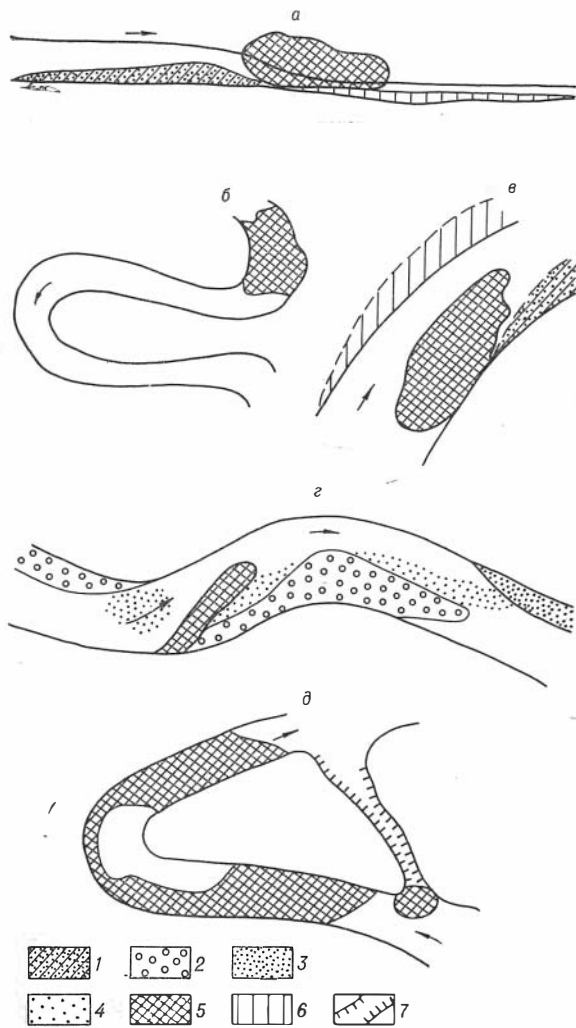


Рис. 3. Заломы на реках Западно-Сибирской низменности:

1 — намыв; 2 — гряда; 3 — коса; 4 — мелководье; 5 — залом; 6 — размыв; 7 — эрозионный врез.

рек является непрерывная борьба потока с заломами, проявляющаяся в определенном характере эрозионной работы потока, направленной на обеспечение более плавного движения в новых условиях. Иногда под влиянием очень больших заломов, с течением времени все сильнее стесняющих русло, река меняет свое прежнее русло.

Обследование поймы р. Трайгородской в районе крупных заломов показало, что под влиянием стеснения русла существенно усиливается пойменный весенний поток в обход залому. На пойме образуются эрозионные врезы глубиной в несколько метров. Регрессивный рост таких эрозионных углублений может привести к спрямлению основного русла. Заломы (см. рис. 3, 2) могут при этом оказаться вне сферы влияния реки и вследствие углубления русла.

Таким образом, наличие лесных заломов оказывает существенное влияние на характер руслового режима таежных рек, сильно его усложняя. Можно с полным основанием говорить о заломном типе русел, развивающихся согласно своим закономерностям. Русловые формы заломных рек резко отличаются от русловых форм рек, свободно меандрирующих.

Определенное значение в моделировке современного рельефа равнины имеют эоловые процессы. Их эффективность как в пространстве, так и во времени была неодинаковой. Наиболее активно проявлялись эоловые процессы в перигляциальных зонах. Именно на поверхности зандровых полей и озерно-аллювиальных равнин следы деятельности ветра встречаются особенно часто, приурочены они в основном к долинам крупных рек и побережьям озер. Современное развевание песков и образование эоловых форм микрорельефа происходит также на поверхностях надпойменных боровых террас и на низкой пойме.

В среднем течении Оби в бассейнах рек Агана, Ваха, Тром-Югана и других мы наблюдали сухие, полого всхолмленные гряды, которые тянутся вдоль речных долин на многие десятки километров. На их поверхности развиты мелкобугристые боровые пески, котловины выдувания и древние материковые дюны. Однако эти формы рельефа законсервированы растительностью и являются реликтивными. Они — свидетели прошлых эпох, когда действие ветра проявлялось значительно сильнее, чем сейчас. Тем не менее на междуречье Оби с Пуром и Тазом достаточно интенсивны эоловые процессы и в настоящее время. Кажется парадоксальным, когда в центре Западно-Сибирской равнины, столь заболоченной и залесенной, наблюдаешь настоящие пустынные ландшафты — на площади в несколько десятков гектаров пески раздуваются ветром. Движущиеся пески засыпают на своем пути деревья. С самолета среди песчаных полей можно видеть засохшие вершины засыпанных песком сосен.

Отмечены гигантские дюны близ оз. Часельского, где они тянутся в четыре ряда на расстоянии 0,5—0,8 км от берега. Некоторые дюны перемещаются на северо-восток по плоской поверхности песчаного побережья. Самые западные дюны уже закреплены кедрами, восточные почти лишены растительности и движутся на восток вслед за отступающим в этом направлении озером. Местами дюны, смыкаясь своими крыльями, образуют целые цепи дюн, ориентированных с северо-запада на юго-восток.

Крупные дюны высотой до 10 м и длиной до 0,5 км наблюдались и в соседних районах. Следы эоловой деятельности можно заметить почти на каждом песчаном обнажении равнины. Эоловые формы рельефа и процессы достаточно подробно описаны в опубликованных статьях (Земцов, 1959, 1962).

Исключительно велика роль болотообразования и торфонакопления в формировании мезорельефа междуречий Западно-Сибирской равнины, куда входят громадные Васюганские болота. Заболоченность здесь достигает 70% площади. Мощность торфяников местами превышает 10 м. В послеледниковое время заболачивание этой территории началось с разобщенных и изолированных западин термокарстового генезиса. Торфонакопление прогрессировало и захватывало все большие площади, а изолированные болота превращались в сложную систему болотных массивов. Этому процессу способствовало устойчивое избыточное увлажнение и ухудшение условий стока. Интенсивные новейшие тектонические поднятия и эрозионное расчленение оказались недостаточными для дренажа местности и не могли помешать заболачиванию (Кац, 1953). Торфонакопление выполаживает склоны, нивелирует и сглаживает контуры первоначального рельефа, изолирует его от воздействия экзогенных факторов и значительно замедляет, если полностью не исключает, эрозионные процессы. Последние нейтрализуются также большой влажностью и слабой водопроницаемостью торфа по площади и в вертикальном разрезе. Наконец, торфонакопление создает новый рельеф — поверхность торфяной залежи с характерными для нее болотными грядово-мочажинными комплексами и микроландшафтами, а также элементами внутриболотной гидрографической сети: озерами, речками и топями. Знание особенностей развития сложных болотных массивов и связанных с ними характерных черт микроландшафтов крайне необходимо для геологов и геоморфологов, занимающихся выявлением тектонических структур в пределах заболоченных районов Западно-Сибирской низменности.

Эволюция рельефа под воздействием интенсивного торфонакопления осуществляется сравнительно быстро и часто превышает скорости плоскостного смыва и неотектонических движений. Скорость торфонакопления в умеренной зоне Русской равнины составляет около 1 м в тысячелетие (Никонов, 1957), что примерно в 100 раз превышает скорость плоскостного смыва. Проявление новейшей тектоники в таких заболоченных районах сильно затушевывается. Так, на платформах скорости тектонических поднятий составляют 0,07—0,25 мм в год (Николаев, 1949), что в несколько раз меньше скорости торфонакопления. Методика выявления неотектонических движений основывается в данном случае на тщательном изучении микрорельефа болотных массивов (анализ направления болотной солифлюкции; формы и ориентировки гряд и мочажин, наличие котловин древних озер и т. д.).

Учитывая, что период накопления торфа в центральной части Западно-Сибирской равнины продолжается многие тысячелетия, а мощность торфяников местами превышает 10 м, можно судить, насколько велико значение болотообразования и торфонакопления в преобразовании рельефа заболоченных районов равнины. М. И. Нейштадт считает, что торфяники равнины в основном образовались в голоцене, продолжительность которого им устанавливается в 12000 лет. Возможно, что часть торфяных залежей, где они имеют более значительную мощность, формировалась и в доголоценовое время.

Итак, приведенные материалы свидетельствуют, что роль экзогенных факторов в формировании современного рельефа Западно-Сибирской равнины сравнительно велика и ее нельзя игнорировать при геоморфологических исследованиях. Без учета этих факторов выводы о развитии рельефа будут односторонними.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Великанов М. А. Гидрология суши. М., Гидрометеонздат, 1948.
- Великанов М. А. Русловой процесс. М., 1958.
- Волков И. А. и Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. к Всесоюз. совещанию по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Земцов А. А. Перевывание песков на севере Западно-Сибирской низменности. «Вопр. геогр. Сибири». Сборник 4, Томск, 1962.
- Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности. Сборник: «Ледниковый период на территории СССР». Изд. МГУ, 1959.
- Кац Н. Я., Покрасс Е. П. Связь болотообразования с условиями развития рельефа и неотектонической Барабы. Докл. АН СССР, т. 87, № 2, 1952.
- Нагинский Н. А. Приледниковая зона Васюганья. «Вопр. геогр. Сибири», т. 3, Томск, 1953,
- Наливкин В. Д., Острый Г. Б. и др. Дизъюнктивные нарушения в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты. «Докл. АН СССР», т. 158, № 6, 1964.
- Николаев В. А. Четвертичные прареки Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М., 1949.
- Никонов М. Н. О роли торфонакопления в формировании мезорельефа суши. «Землеведение», новая серия, т. IV, 1957.
- Попов И. В. Жизнь речного русла. Л., Гидрометеонздат, 1955.
- Попов И. В. Применение морфологического анализа к оценке общих русловых деформаций р. Оби. Тр. ГГИ, вып. 94, 1962.
- Русловой процесс. Под ред. Н. Е. Кондратьева. М., Гидрометеонздат, 1959.
- Шукин И. С. Общая геоморфология, ч. I. Изд. МГУ, 1960.
-



# ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КЕТЬ-ТЫМСКОГО ПРИОБЬЯ И БАССЕЙНА р. СЫМ

---

**Б. В. МИЗЕРОВ, В. А. БОГДАШЕВ**

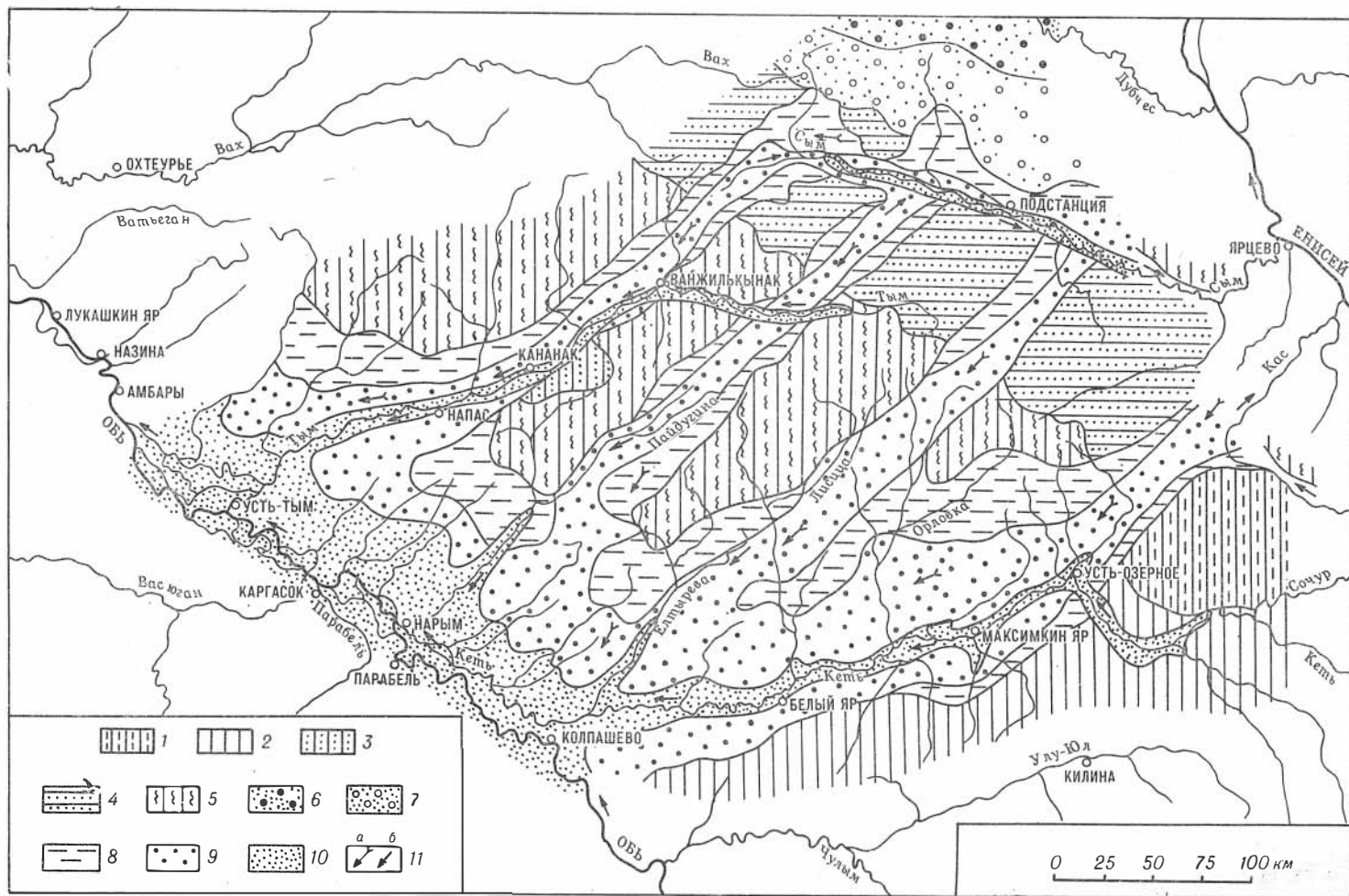
(Новосибирское территориальное геологическое управление  
и Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

Исследованный регион занимает обширную территорию восточной половины Западно-Сибирской низменности, простирающуюся примерно от р. Сочура, правого притока р. Кеть на юге, до бассейна р. Сым на севере включительно (см. рис.). В основном она охватывает центральную зону современного Обь-Енисейского междуречья и его западный склон, который с бассейнами рек Кети и Тыма — правыми притоками Оби известен в литературе под названием Кеть-Тымского Приобья. Большая часть восточного склона Обь-Енисейского междуречья лежит вне пределов исследованного региона, за исключением территории, охватывающей бассейн верхнего течения р. Сым — левого притока Енисея.

В связи с тем, что ни одна из опубликованных работ не освещает геоморфологического строения этой обширной территории в целом, то мы считаем возможным привести некоторые новые материалы о строении ее рельефа, собранные в течение нескольких лет при специальных геолого-геоморфологических исследованиях, поставленных НТГУ в 1957 г. для изучения новейших тектонических движений. Проведенные исследования послужили основой для составления довольно детальной геоморфологической карты этого еще сравнительно слабо изученного региона Западно-Сибирской низменности.

Мы остановимся лишь на самых общих особенностях строения исследованной территории, тем более, что те или иные сведения о рельефе отдельных районов, охватывающих в основном долины рек, приводятся в работах В. Н. Сукачева (1935), Б. М. Келлера (1936), И. В. Лебедева (1940), В. В. Баркова (1951), Л. А. Рагозина и С. В. Сухова (1951), А. И. Земцова и С. Б. Шацкого (1959), А. И. Земцова (1959) и других исследователей Западной Сибири. В несколько более широком аспекте вопросы геоморфологического строения Обь-Енисейского междуречья затронуты в работах Р. С. Ильина (1930, 1934), Р. А. Рагозина (1951), Б. В. Мизерова (1956), хотя и они не освещают этой территории в целом, за исключением работ В. А. Дементьева (1940), С. С. Воскресенского (1956) и В. А. Николаева (1962), в которых данный регион рассматривается на фоне общих закономерностей строения рельефа Западной Сибири.

Строение четвертичного покрова этой области и некоторые вопросы ее палеогеографии в четвертичном периоде уже получили освещение в многочисленных работах (Шацкий, 1956; Земцов, 1959, 1965; Мизеров, 1957; Богдашев и др., 1961; Мизеров и Стрижова, 1964), поэтому



мы остановимся только на самой общей характеристике рельефа, современные черты которого определились в основном в позднем плейстоцене.

Полученный нами довольно обширный фактический материал дает основание для вывода о том, что в становлении рельефа этой территории в антропогенный период истории его развития достаточно хорошо вырисовываются три крупных этапа. Каждый этап отвечает коренной перестройке рельефа и охватывает две фазы — фазу усиления контрастов рельефа, которая является следствием преобладания эрозионных факторов (начало этапа), и фазу выравнивания рельефа, или уменьшения его контрастов, что связано с преобладанием процессов аккумуляции (конец этапа).

Первый этап, охватывающий ранний плейстоцен и, по-видимому, поздний плиоцен (?), в общем является этапом увеличения контрастов рельефа. Второй этап — среднеплейстоценовый, также отчетливо разделяющийся на две фазы, является в основном этапом выравнивания рельефа или уменьшения его контрастов. Ему отвечает формирование обширных аккумулятивных равнин. Третий этап, позднеплейстоценовый, характеризуется размытием сформированных аккумулятивных равнин и является этапом увеличения контрастов рельефа.

Рельеф, формирование которого связано с раннеплейстоценовой эпохой, является в основном погребенным, а средний плейстоцен — эпохой «покровной» аккумуляции, что в общем понимании этого термина может отвечать констративной динамической фазе аллювиальной аккумуляции по В. Н. Ламакину (1948) — фазе настилаемого аллювия. Аллювий же является основным генетическим типом отложений, принимающим участие в строении аккумулятивных равнин внеледниковой зоны Западной Сибири.

Формирование современного рельефа связано в основном с позднеплейстоценовой эпохой — позднеплейстоценовой аллювиальной фазой — фазой развития современной речной сети. В связи с этим поздний плейстоцен является этапом становления современного рельефа Западной Сибири и, следовательно, этапом ее геоморфологической обособленности, а также обособленности ее отдельных районов, характеризующихся особенностями строения и своеобразием рельефа поверхности аккумулятивных равнин и расчленяющих их речных долин.

В строении исследованного региона принимают участие четвертичные отложения различных генетических типов — преимущественно аллювиальные, аллювиально-озерные и субаэральные и только на крайнем северо-востоке развиты ледниковые и сменяющие их в дистальном

---

Схематическая геоморфологическая карта Кеть-Тымского Приобья и бассейна р. Сыма:

1 — плоскоувалистая аккумулятивная равнина с резким эрозионным расчленением, незначительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на высоком мезозойском основании; 2 — плоскоувалистая аккумулятивная равнина со значительным эрозионным расчленением, довольно мощным покровом четвертичных отложений, покоящихся на низком третичном основании; 3 — холмистоувалистая размытая аккумулятивная равнина со значительным эрозионным расчленением, незначительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на высоком третичном основании; 4 — полого-холмистая слабо расчлененная аллювиально-аккумулятивная равнина с незначительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на довольно высоком мезозойском основании; 5 — плоско-холмистая аллювиально-аккумулятивная равнина с довольно мощным покровом четвертичных отложений, покоящихся на низком мезозойском и третичном основании; 6 — древняя холмисто-волнистая ледниковая равнина со значительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на сравнительно высоком мезозойском основании; 7 — полого- и плоскохолмистая частично погребенная зандровая равнина со значительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на значительно расчлененном третично-меловом основании; 8 — озерно-аллювиальные равнины — четвертый аккумулятивный уровень; 9 — аллювиальные равнины — третий аккумулятивный уровень; 10 — нерасчлененные аллювиальные равнины вторых, первых и пойменных террас; 11 — направление стока: а — древний — среднеплейстоценовый; б — позднеплейстоценовый.

направлении флювиогляциальные осадки. Формирование упомянутых выше отложений, столь различных в фациальном и генетическом отношении, наложило соответствующий отпечаток на морфологию этой обширной территории, отдельные районы которой в зависимости от характера аккумуляции, преобладания тех или иных фациальных типов отложений и неотектонических движений отличаются некоторым своеобразием строения своей поверхности.

Существовавший длительное время «покровный тип» аккумуляции обусловил формирование наложенных друг на друга комплексов осадков и привел к формированию обширной аккумулятивной равнины, которая в позднеплейстоценовую эпоху была расчленена на ряд крупных междуречий современной речной сетью.

Развитие последней привело к резкому изменению условий осадко-накопления и смене аккумуляции «покровного типа» аккумуляцией «долинного типа» — аккумуляцией в пределах речных долин.

Такой естественноисторически сложившийся ход событий обусловил формирование двух геоморфологически обособленных и резко различных типов рельефа, соответственно отвечающих «покровной» и «долинной» аккумуляции. Совершенно естественно, что накопление различных генетических и фациальных типов отложений обусловило некоторое своеобразие строения развитых на них поверхностей, что и позволило по генетическому и морфологическому признакам, с учетом особенностей формирования осадков, выделить как для «покровной», так и для «долинной» аккумуляции несколько типов рельефа (см. рисунок). Прежде чем остановиться на характеристике выделяемых геоморфологических ландшафтов, следует отметить, что в пределах аккумулятивных равнин, формировавшихся в условиях «покровной» аккумуляции, достаточно отчетливо намечается общая широтная зональность, обусловленная влиянием материкового оледенения севера Западной Сибири. Она проявилась в смене холмисто-моренного (конечноморенного) ландшафта, развитого в пределах северо-восточной границы исследованного региона, плоскохолмистым ландшафтом зандровых равнин покровного оледенения (Сибирский ледниковый покров) и оледенения, развитого в пределах северо-западных отрогов Енисейского кряжа (Мизеров, 1956). Ландшафты зандровых равнин к юго-западу и западу, в дистальном направлении, сменяются плосковолнистыми ландшафтами аккумулятивных равнин, формировавшихся в условиях довольно сложной аллювиальной, аллювиально-озерной и субаэральная аккумуляции, преобладавшей в четвертичном периоде в пределах центральных и южных районов исследованного региона.

При формировании ландшафтов «долинного» типа, связанных с перестройкой древней и развитием современной речной сети, широтная зональность проявилась, по-видимому, лишь частично. Надо полагать, что именно этой зональностью и было обусловлено широкое развитие в приледниковых районах исследованного региона обширных озерно-аллювиальных равнин двух высоких морфологических уровней, которые в пределах современного Обь-Енисейского междуречья переходят в лощины стока, а южнее коррелируются с локально развитыми высокими четвертыми и третьими надпойменными террасами. Цикл развития речных долин венчается формированием аллювиальных равнин двух низких морфологических уровней, отвечающих вторым и первым надпойменным террасам и пойме, имеющей широкое распространение. Таким образом, долинные ландшафты расчленяют ландшафты аккумулятивной равнины, формировавшейся в условиях покровной аккумуляции, на отдельные междуречья.

В связи с отмеченным выше общим ходом осадконакопления и формирования аккумулятивных равнин различного генезиса, возраста и уровня нами выделяется несколько типов рельефа покровной аккумуляции и несколько типов рельефа долинной аккумуляции, которые, в свою очередь, расчленяются на подтипы рельефа (см. рисунок). Среди последних выделяются более мелкие геоморфологические районы, на характеристике которых не представляется возможным остановиться в настоящей работе, затрагивающей более общие вопросы.

## ТИПЫ РЕЛЬЕФА ПОКРОВНОЙ АККУМУЛЯЦИИ

### **Пологоувалистая равнина аллювиальной, аллювиально-озерной и субаэральной аккумуляции**

Данная равнина, отвечающая определенному типу рельефа, распространена преимущественно в южной части исследованного региона. Она охватывает северную часть бассейна р. Кеть, расположенного к югу от Обь-Енисейского канала (см. рисунок), и левобережную зону р. Кеть в пределах ее среднего течения, занимающую междуречье с р. Чулым. Аналогичный рельеф развит в пределах междуречья рек Пайдугиной и Тыма на участке среднего течения последнего.

Особенности геологического и геоморфологического строения этой территории позволяют в ее пределах выделить три подтипа рельефа, схематическая характеристика которых дается ниже.

#### *А. Плоскоувалистая аккумулятивная равнина с резким эрозионным расчленением, незначительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на высоком мезозойском (Сг<sub>2</sub>) основании*

Эта равнина расположена в пределах основного междуречья Оби и Енисея. Она охватывает южную часть исследованного региона (см. рисунок), занимая правобережную зону р. Кеть, расположенную между ее правыми притоками — р. Озерной и р. Сочуром, и включает бассейн последнего.

В районе широко распространены верхнемеловые отложения, слагающие большую часть естественных разрезов, в которых они поднимаются над меженным уровнем на высоту 10—15—20 м. В связи с этим четвертичные отложения достигают здесь по сравнению с другими районами незначительной мощности. Их формирование, по-видимому, в основном закончилось в эпоху максимального оледенения. Позднее, в позднечетвертичную эпоху, здесь преобладали преимущественно элювиально-делювиальные процессы, способствовавшие накоплению тонкого супесчано-суглинистого покровного материала. Им были выполнены все понижения рельефа, что и наложило соответствующий отпечаток на морфологию и пластину поверхности этой территории, испытавшей в позднечетвертичную эпоху несколько большее поднятие, чем окружающие ее районы. Надо полагать, что это и обусловило значительное врезание гидрографической сети и затем способствовало заложению системы довольно глубоких, иногда ветвящихся оврагов, наиболее хорошо развитых в пределах крутого северного склона описываемого междуречья. Этот склон одновременно является южным бортом древней долины стока, пересекающей Обь-Енисейский водораздел в пределах

современных долин рек Озерной (притока р. Кеть) и Мал. Каса (левого притока Бол. Каса).

Поверхность описываемой равнины имеет наиболее высокие гипсометрические отметки, достигающие 160, 180 и 200 м и возвышается над окружающей ее территорией на 10—15 м в среднем. Надо полагать, что в связи с этим она характеризуется относительно небольшой заболоченностью, которая, по-видимому, более всего связана с понижениями, обязанными своим происхождением суффозионным и просадочным процессам. Преобладающими болотами, так отмечает М. Ф. Елизарьева (1959), относя описываемую территорию к Среднекетскому геоботаническому району, являются молодые сфагновые болота, наряду с которыми, но значительно реже, встречаются болота рямового типа. Так как покровные породы здесь в основном представлены суглинками, то на этой аккумулятивной равнине преимущественным развитием пользуются темнохвойные леса с преобладанием ели. Отдельными массивами встречается пихта и кедр.

Значительная приподнятость этой равнины, в целом, довольно резкое эрозионное расчленение при высоком цоколе, сложенном меловыми отложениями, и хорошо выраженная суффозионная деятельность обусловили формирование холмисто-увалистого рельефа, довольно сильно расчлененного овражно-балочной сетью.

Рельеф описываемой равнины по сравнению с другими аккумулятивными равнинами как в возрастном, так и в морфологическом отношении, несомненно, является наиболее зрелым.

*Б. Плоскоувалистая аккумулятивная равнина  
со значительным эрозионным расчленением,  
довольно мощным покровом четвертичных отложений,  
покоящихся на низком третичном основании*

Равнина распространена на юге и юго-западе исследованного региона. Она охватывает левобережную зону р. Кеть с бассейнами ее левых притоков — рек Еловой и Уткой, а также бассейн р. Улу-Юл, притока р. Чулыма. Абсолютные отметки поверхности этой равнины по сравнению с ранее описанной равниной, охватывающей основное Обь-Енисейское междуречье, несколько снижаются, составляя, таким образом, 130—150 м, и только в более восточных районах, вблизи р. Еловой, увеличиваются до 170 м. Для территории в целом характерна более крупная и менее врезанная гидрографическая сеть, а также невысоко поднимающийся цоколь, представленный в основном третичными отложениями.

В составе довольно мощного чехла четвертичных отложений, большая часть которых относится к среднему отделу, распространены покровные суглинки, сформировавшиеся в субаквальных и субаэральных условиях. Широкое развитие покровных отложений и незначительная врезанность, хотя и достаточно густой гидрографической сети, обусловили более энергичное, хотя и не сплошное заболачивание этой территории. В ее пределах сфагновые болота встречаются только отдельными массивами. Весьма часто проявляется заболачиваемость вершин мелких речек и ручьев, что особенно характерно для междуречья рек Утки и Катарги. К темнохвойной растительности, широко распространенной в пределах этой равнины, довольно часто примешивается сосна, преобладающая на отдельных участках, и лиственница.

Некоторые особенности растительного покрова в комплексе позволили М. Ф. Елизарьевой (1959) отнести большую часть описываемой территории к самостоятельному геоботаническому району.

В целом эта равнина характеризуется большей выравненностью при отчетливой слабой волнистости, наличием небольших заболоченных западин, незначительной расчлененностью овражно-балочной сетью вблизи речных долин и большей свежестью форм рельефа, развитых на несколько более молодых четвертичных отложениях.

*В. Холмистоувалистая размытая аккумулятивная равнина со значительным эрозионным расчленением, незначительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на высоком третичном основании*

Данный район по своим морфологическим признакам и геологическому строению более близок к описанным выше. Поэтому характеризуется одним типом рельефа, хотя и не имеющим с охарактеризованными выше пространственной связи.

Описываемая аккумулятивная равнина охватывает левобережную зону среднего течения р. Тым, занимая водораздел между р. Пайдугиной и частично р. Лисицей — правым притоком р. Кеть. Для нее характерен довольно высокий цоколь, сложенный в основном третичными отложениями, незначительный покров четвертичных отложений, формирование которых во времени отвечает в основном эпохе максимального оледенения, и довольно значительное эрозионное расчленение, сопровождающееся развитием мелких глубоко врезанных речных долин и довольно сильно ветвящейся овражной сети. Последняя подчеркивает крутой северный склон левобережного материка, обрывающегося к долине р. Тым. Южный склон этой равнины более пологий и отличается менее врезанной гидрографической сетью, имеющей при этом более широкие речные долины. Неустойчивый фациальный состав и переменная, но в общем незначительная мощность четвертичных отложений, формировавшихся в условиях довольно оживленной динамики среды осадконакопления при интенсивном размыве подстилающих их третичных осадков, обусловили несколько меньшую выравненность поверхности этой равнины и ее большую расчлененность в последующем. Сравнительно незначительный по мощности покров суглинков, пользующихся более широким распространением на ее южном склоне, окаймляющем с севера бассейн р. Пайдугиной, обусловил развитие соответствующего растительного покрова, представленного в основном смешанными и темнохвойными лесами, встречающимися отдельными массивами.

Абсолютные отметки этой равнины колеблются в пределах 125—130—140 м. В целом она характеризуется несколько сглаженным холмистоувалистым рельефом, закончившим свое формирование преимущественно в среднечетвертичную эпоху (тазовское время). Несколько более резкая мелкая всхолмленность, обязанная своим происхождением последующим эрозионным процессам, незначительная заболоченность, встречающаяся преимущественно в небольших понижениях рельефа, не выполненных полностью осадками делювиального смыва, довольно хорошо отличает описываемую равнину от окружающих ее аккумулятивных равнин, покровные отложения которых имеют несколько более молодой возраст.

## **2. Плоско- или пологоволнистая равнина преимущественно аллювиальной и аллювиально-озерной аккумуляции**

Равнина, отвечая определенному типу рельефа, пользуется довольно широким распространением в исследованном регионе, занимая преимущественно его центральную и, частично, западную части. Она охватывает Обь-Енисейское междуречье, расположенное севернее р. Озерной. Восточный склон последнего лежит за пределами исследованного региона, а западный охватывает междуречья Орловки и Лисицы, а также Ваха и Тыма, включая тымский склон последнего. На северо-востоке она окаймляется долиной р. Сым, левого притока Енисея. Некоторые отличия в строении отдельных районов этой обширной равнины, пересекаемой лощинами стока, позволяют выделить в ее пределах два подтипа рельефа, несколько отличных как по характеру поверхности, так и по условиям формирования осадков, их слагающих.

*Г. Пологохолмистая слабо расчлененная аллювиально-аккумулятивная равнина с незначительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на довольно высоком мезозойском (С<sub>г2</sub>) основании*

Равнина занимает центральную часть Обь-Енисейского междуречья. На север она простирается до долины р. Сыма, а южной границей является р. Озёрная. К востоку она уходит за пределы исследованного нами региона, а на западе постепенно переходит в более выравненную поверхность сходного по морфологии подтипа рельефа, отличающегося более мощным покровом четвертичных отложений.

Для описываемой равнины характерно высокое залегание цоколя, сложенного верхнемеловыми породами, и довольно широкое распространение четвертичных аллювиальных и, возможно, флювиогляциальных отложений незначительной мощности. Высокое положение цоколя и весьма неустойчивый фациальный состав четвертичных отложений с преобладанием грубозернистого материала, сформировавшегося в условиях довольно оживленной динамики среды осадконакопления при неоднократных кратковременных переменах, обусловили довольно значительную холмистость поверхности данной равнины. Абсолютные отметки ее колеблются в пределах 150—160 м. Обширные понижения, встречающиеся в пределах этой равнины, обычно заболочены. Для них характерно развитие болот рямового типа. Большей частью эти болота дают начало истокам рек, стекающих в систему как Обского, так и Енисейского водосбора. В системе последнего речная сеть отличается большей разветвленностью, а ее долины лучшей разработанностью.

Более повышенные участки описываемой равнины, значительно преобладающие над заболоченными понижениями, поросли лишайниковыми зеленомошниковыми сосновыми борами. Отдельными пятнами, как отмечает М. Ф. Елизарьева (1959), выделившая на основании геоботанических данных эту территорию в самостоятельный район, развита черневая тайга. Местами в составе растительности значительное участие принимает сосна, лиственница, осина и береза. На более осушенных и повышенных участках иногда наблюдаются невысокие гряды, которые, судя по описаниям Л. А. Рагозина (1951), напоминают ра-



диальные озы. Их ориентировка, как и других более мелких форм рельефа, близка к юго-западной.

Наличие в восточных районах этой области крупных эрратических валунов, представленных метаморфическими породами Енисейского края, позволяет говорить о ледниковом или флювиогляциальном происхождении некоторых разновидностей песчано-гравелистых осадков, принимавшихся ранее за аллювий. Последний в западных районах представлен более мелко- и тонкозернистым материалом, в связи с чем пологохолмистая поверхность описываемой аккумулятивной равнины, осложненная отмеченными более мелкими формами рельефа, приобретает более сглаженные и мягкие очертания.

*Д. Пологохолмистая аллювиально-аккумулятивная равнина с довольно мощным покровом четвертичных отложений, покоящихся на низком мезозойском и третичном основании*

Эта равнина непосредственно окаймляет вышеописанный район с запада, принимая участие, таким образом, в строении западного склона Обь-Енисейского междуречья, который, в свою очередь, пологим уступом обрывается к обширному озерно-аллювиальным равнинам. Сравнительно невысокий цоколь, сложенный большей частью третичными отложениями, и аккумуляция довольно значительных по мощности тонкозернистых осадков (супесей, суглино-супесей и суглинков), формирование которых закончилось в век тазовской стадии максимального оледенения, определили значительную выравненность сформированной на этих осадках поверхности. Довольно широкое распространение, хотя и маломощного покрова суглинков, способствовало дальнейшему выравниванию отрицательных форм рельефа путем делювиального смыва и переотложения этого тонкого материала.

По сравнению с основным Обь-Енисейским водоразделом, поверхность описываемой равнины, на которой широко развита черневая тайга, несколько снижена, в связи с чем абсолютные отметки ее составляют 130—140 м. В наиболее пониженных формах рельефа развиты болота рямового типа, в пределах которых встречаются озера. В связи с этим наиболее дренированные и осушенные участки занимают присклоновые зоны водоразделов и речных долин. Гидрографическая сеть в пределах этой равнины развита довольно хорошо, имея древовидный тип строения. Речные долины, что особенно характерно для притоков р. Тыма, достаточно хорошо разработаны и выполнены тремя поколениями отчетливо морфологически выраженных речных террас. В целом описываемая аккумулятивная равнина характеризуется плоскохолмистым рельефом, несколько более всхолмленным на востоке — в области сопряжения с более повышенной аккумулятивной равниной, с которой в генетическом отношении она составляет единое целое.

### **3. Пологохолмистая равнина водно-ледниковой и ледниковой аккумуляции**

Ландшафты, формирование которых связано с деятельностью ледникового покрова — ледниковой и преимущественно водноледниковой аккумуляцией, — распространены в северо-восточной части исследован-

ного региона. Они занимают в основном левобережную зону р. Сыма, прослеживаясь преимущественно к северу за пределы исследованного региона. В соответствии с преобладанием того или иного типа аккумуляции — ледникового или водноледникового — выделяются и соответствующие равнины, отличающиеся по характеру рельефа и типу растительного покрова.

*Е. Древняя холмистоволнистая ледниковая равнина со значительным покровом четвертичных отложений, покоящихся на сравнительно высоком мезозойском основании*

Ледниковая равнина только лишь частично заходит в район наших исследований с северо-востока, занимая междуречье между Елогуем, Дубчесом и Сымом. В строении ее принимают участие преимущественно ледниковые образования, залегающие непосредственно на размытой и довольно сильно расчлененной поверхности верхнемеловых пород. По сравнению с равнинами водноледниковой и аллювиальной аккумуляции ледниковая равнина характеризуется наиболее высокими абсолютными отметками, достигающими 180—200—210 м, и значительными их относительными колебаниями.

На равнине ледниковой аккумуляции достаточно хорошо обособляются группы моренных холмов, как бы утопающие среди разделяющих их относительно выравненных пространств, сложенных флювиогляциальными осадками, поля которых довольно глубоко вдаются в область распространения моренного рельефа. Слагающие его моренные холмы, сложенные валунными суглинками или валунными песками, имеют мягкие и плавные очертания и различную относительную высоту, большей частью не превышающую 30—40 м. Отдельные моренные холмы или их группы обычно сопрягаются между собой различными по величине понижениями, которые почти всегда бывают заболочены. Иногда в них наблюдаются озера, по-видимому, термокарстового происхождения. В более крупных понижениях, как отмечает Е. Ф. Елизарьева (1959), развиты болота грядово-мочажинного типа, именуемые местным населением «тундрами». Относительно повышенные участки моренной равнины, сложенные валунными суглинками, покрыты темнохвойной древесной растительностью, а в небольших понижениях иногда развиты болота ярового типа. В более обширных понижениях, большей частью выполненных флювиогляциальными осадками, широко распространены сосновые боры, среди которых небольшие площади занимают грядово-мочажинные болота.

В целом эта территория отличается весьма своеобразным и вместе с тем достаточно типичным холмистым моренным рельефом. В его строении принимают участие различные формы ледниковой аккумуляции, а по периферии моренного рельефа встречаются небольшие озы. Значительная приподнятость моренной равнины, по сравнению с ранее охарактеризованными равнинами, и последующие процессы элювиально-делювиального смыва обусловили формирование относительно мало-мощного, но почти сплошного плаща суглинков. Этот покров в значительной степени сnivelировал наиболее значительные понижения рельефа, сгладив, таким образом, первоначальный более холмистый моренный рельеф, сформированный в основном в эпоху максимального оледенения, и придал ему некоторую волнистость.

*Ж. Полого- и плоскохолмистая  
частично погребенная зандровая равнина  
со значительным покровом четвертичных отложений,  
покоящихся на значительно расчлененном третично-меловом  
основании*

Зандровая равнина сменяет к югу холмисто-увалистый ландшафт ледниковой равнины и развита в основном по левобережью р. Сым. По правобережью р. Сым флювиогляциальные отложения, слагающие зандры, перекрыты довольно мощным чехлом более молодых аллювиальных и аллювиально-озерных осадков, которые по минералогическому составу довольно резко отличаются от флювиогляциальных.

Наиболее характерные черты зандровая равнина сохранила только вблизи области распространения холмисто-моренного ландшафта, где в ее строении принимают участие слившиеся воедино отдельные конусы выноса флювиогляциальных потоков. От ледниковой равнины она отличается большей равнинностью, более мягкими и сглаженными формами своего рельефа. Последние еще более выполаживаются по мере удаления в дистальном направлении от конечно-моренного рельефа, в силу чего в том же направлении зандровая равнина приобретает все более и более мягкие и сглаженные формы рельефа. Последние в позднеледниковое время были в значительной степени сnivelированы в результате накопления осадков аллювиально-озерного и элювиально-делювиального типа, перекрывающих зандровые пески. По-видимому, в формировании покровных отложений значительную роль играли одновременно и эоловые агенты, которые наиболее ярко проявились в позднеплейстоценовую эпоху — эпоху становления современного рельефа.

Местами флювиогляциальные отложения выполняют весьма глубокие долины, выработанные в меловых и третичных отложениях, в связи с чем в этих понижениях довольно резко увеличивается мощность флювиогляциальных отложений, которая на водораздельных участках древнего погребенного рельефа иногда бывает весьма незначительной.

Поверхность зандровой равнины постепенно снижается в дистальном направлении, в связи с чем ее абсолютные отметки падают от 160 до 140 м. В более пониженных участках обычно развиты незначительные по размерам болота грядово-мочажинного типа. На окаймляющих их более повышенных участках зандровой равнины распространены сосновые боры, очень часто боры-беломошники.

В основном область распространения зандров приурочена к северному борту Сымской впадины, а область развития холмисто-моренного рельефа к Келлог-Теульчесскому поднятию, в связи с чем, начиная с позднеплейстоценовой эпохи, моренная равнина получила достаточно отчетливое отражение в рельефе.

#### **ТИПЫ РЕЛЬЕФА ОЗЕРНО-ДОЛИННОЙ И ДОЛИННОЙ АККУМУЛЯЦИИ**

Формирование типов рельефа озерно-долинной и долинной аккумуляции связано с размывом и расчленением равнин, сформированных в результате длительной покровной аккумуляции, перестройкой гидрографической сети и дальнейшим ее развитием.

По характеру и направленности процессов эрозии и аккумуляции в формировании рельефа озерно-долинных и долинных ландшафтов

довольно отчетливо выделяются два этапа — ранний и поздний, соответственно отвечавших первой и второй половине позднеплейстоценовой эпохи.

### **Ранний этап — этап озерно-долинной аккумуляции**

Раннему этапу отвечает формирование обширных озерно-аллювиальных и аллювиальных равнин, соответствующих двум высоким морфологическим уровням.

#### *Озерно-аллювиальные равнины — IV аккумулятивный уровень*

В исследованном регионе озерно-аллювиальные равнины развиты довольно широко. Охватывая нижнее течение рек Топки, Аль-Сым и Сулем-Сым, озерно-аллювиальные равнины в виде высоких слабо морфологически выраженных террас, окаймляющих лощины стока, прослеживаются в пределах Сым-Тым-Пайдугинского междуречья и уходят в бассейн рек Тым, Пайдугина и Кеть, а из более южных районов бассейна р. Кеть прослеживаются в бассейн р. Кас (см. рисунок). В нижнем течении правых притоков Оби они резко расширяются, образуя единую довольно обширную аккумулятивную равнину, прослеживающуюся на север в пределы Аган-Вахского района.

Относительная высота озерно-аллювиальной равнины над урезом воды в Оби составляет 32—36 м при абсолютных отметках ее в этом районе 115—120—125 м. Поверхность озерно-аллювиальной равнины более или менее ровная, интенсивно заболоченная и характеризуется обилием озер и холмисто-бугристым мезорельефом. Среди последнего довольно часто встречаются своеобразные кольцевые формы рельефа, происхождение которых, к сожалению, остается еще неясным. В более пониженных участках озерно-аллювиальных равнин развиты болота рямового и грядово-мочажинного типа, которые разделяются участками мелкохолмистого рельефа, в пределах которого высота холмов при неправильных очертаниях, в плане составляет 1—1,5 м, а ширина 5—10—15 м. По-видимому, при формировании этого рельефа основную роль играли золотые агенты, способствующие развеванию тонкозернистого песчаного материала. Местами встречаются более крупные «кольцевые» формы рельефа, размеры которых достигают 400—500 м и более при высоте 5—10—15 м. Характерной особенностью их является наличие в их центре обширных понижений, обычно заболоченных, иногда в них развиты озера. Внутренние склоны этих своеобразных кольцевых форм рельефа обычно пологие, а внешние более крутые. Вполне вероятно, что в основе их происхождения лежат термокарстовые процессы, наступившие в связи с деградацией вечной мерзлоты в позднезырянское время.

В комплексе отмеченные выше мезоформы рельефа при обилии озер и обширных болот создают весьма своеобразный ландшафт, характерный только для озерно-аллювиальных равнин. Их формирование, как нам представляется, закончилось в первой половине зырянской эпохи.

#### *Аллювиальные равнины — III аккумулятивный уровень*

Аллювиальные равнины более низкого — третьего морфологического уровня, возвышающегося над урезом Оби на 27—32 м, — развиты более широко. Так же как и озерно-аллювиальные равнины, они пре-

красно выделяются в рельефе по своим морфологическим особенностям. Занимая обширные площади в пределах Нарымского Приобья, характеризующаяся равниной переходит в области современного Обь-Енисейского междуречья в так называемые лощины стока, которые, имея общее юго-западное направление, в виде сквозных долин прослеживаются из современного Обского водосбора в Енисейский (см. рисунок).

Поверхность лощин стока почти исключительно ровная, интенсивно заболоченная и осложнена незначительными мезоформами рельефа, вытянутыми, согласно общей ориентировке лощин стока, в юго-западном направлении. Обычно это мелкие гривы, разделенные различными по размерам межгривными понижениями. Высота грив большей частью колеблется в пределах 0,6—5 м, а ширина их составляет 100—200 м, тогда как длина иногда достигает 2—2,5 км. Имея различные очертания в плане, гривы отчетливо выделяются в рельефе и, прослеживаясь среди окружающих их болот и как бы утопая в них, кулисообразно заходят одна за другую. Обычно на гривах растет чистый сосновый бор — бор-беломошник. В межгривных понижениях развиты грядово-мочажинные болота, в пределах которых встречается обилие озер, соединяющихся между собой небольшими проточками. Более мелкие формы рельефа (микрорельеф) грядово-мочажинных болот вытянуты в соответствии с простираем основных морфологических элементов — в общем на северо-запад, следуя направлениям более крупных форм мезорельефа и лощин стока.

Все отмеченные выше формы рельефа в комплексе создают весьма своеобразный гривно-лощинный ландшафт, характерный только для лощин стока, переходящих в западной части исследованного региона в обширную аллювиально-аккумулятивную равнину, окаймляющую отчетливо морфологически выраженную долину Оби, ограниченную склонами к вторым надпойменным террасам. Формирование этой равнины мы связываем со второй половиной зырянской эпохи, что может отвечать распаду ледникового покрова на севере Западной Сибири.

### **Поздний этап — этап долинной аккумуляции**

Позднему этапу позднеплейстоценовой эпохи отвечает формирование аккумулятивных террас двух морфологических уровней — второй и первой надпойменной. В пределах исследованного региона они образуют аллювиальные равнины двух более низких аккумулятивных уровней, развитых уже в пределах достаточно хорошо геоморфологически обособленных речных долин.

#### *Вторые надпойменные террасы*

Вторые надпойменные террасы в той части бассейна Оби, которая входит в пределы исследованного региона, развиты довольно широко. Высоты их над урезом Оби в среднем колеблются в пределах 18—22 м, а по притокам последней постепенно снижаются вверх по течению, достигая в верховьях 7—8 м. Ширина вторых надпойменных террас в долине Оби в среднем составляет 80—100 км. Прирусловая часть описываемых террас, в силу довольно хорошего дренажа, большей частью бывает довольно хорошо осушена, тогда как более пониженная ее притеррасная зона, как правило, интенсивно заболочена, а различные эрозионные формы рельефа в виде вееров блужда-

ния и реликтов древних стариц почти не сохранились или выражены очень нечетко.

На поверхности вторых надпойменных террас широко развиты боры, в связи с чем эти террасы известны в литературе под названием боровых. В пределах прирусловых участков вторых надпойменных террас довольно широко распространены эрозионные уступы более низких уровней, вырезанные в их аллювии.

Формирование вторых надпойменных террас, как нам представляется, закончилось в первую половину сартанской эпохи.

### *Первые надпойменные террасы*

Первые надпойменные террасы Оби и ее притоков развиты более широко, чем вторые. Проследиваясь по всем притокам Оби, они в пределах ее долины сливаются в обширную аллювиальную равнину, достигающую ширины 50—60 км. Высота первой надпойменной террасы Оби составляет в среднем 8—12 м. Вверх по течению ее притоков высоты террасы постепенно снижаются до 4—6 м.

Поверхность первых надпойменных террас обычно относительно ровная. Более пониженная ее притеррасная часть довольно часто заболочена, а широко развитые в ее пределах реликты покинутых русел древних стариц и вееров блуждания водных потоков хорошо выделяются в рельефе. Огромная величина этих эрозионных форм рельефа, несоизмеримо большая, чем современные меандры рек, и значительно больший радиус их кривизны свидетельствуют о былой несомненно большей обводненности, существовавшей в эпоху формирования поверхности первых надпойменных террас.

Отмеченные выше особенности присущи только первым надпойменным террасам и, по-видимому, характерны не только для бассейна Оби, но и для бассейна Иртыша, где были отмечены С. Б. Шацким (1954) и затем подробно описаны И. А. Волковым (1962, 1965).

Обилие и своеобразие этих форм рельефа, их несомненная свежесть и необычность размеров в комплексе с другими данными довольно резко отличают поверхности первых надпойменных террас от поверхностей более высоких и низких аккумулятивных уровней речных долин.

### *Пойменные террасы*

Пойменные террасы в исследованном регионе пользуются наиболее широким распространением. Ширина поймы в долине Оби составляет 30—35—40 км, а высота — в среднем от 4 до 5 м, снижаясь по притокам Оби в направлении вверх по течению до 1,5—2 м. Почти повсеместно в речных долинах бассейна Оби выделяется низкая и высокая пойма, а по морфологии и строению пойменная терраса довольно резко отличается от террас более высоких уровней.

На поверхности поймы прекрасно выражены все основные ее геоморфологические зоны — прирусовая, центральная и притеррасная, а также более мелкие геоморфологические элементы. По ним можно проследить границы прилегающих друг к другу отдельных сегментов, принимающих участие в строении пойменных террас, на которых наиболее ярко выражены следы многочисленных вееров блуждания водных потоков, отличающиеся исключительной свежестью форм своего рельефа, и староречья. Последние в долине Оби обычно являются ста-

рицами-протоками, тогда как по долинам ее притоков большей частью старицами-меандрами.

Ландшафты пойменных террас весьма характерны и типичны. Они отличаются свежестью всех форм рельефа, часть которых в настоящее время еще не закончила своего развития.

Формирование пойменных террас как самостоятельных геологических и геоморфологических образований, являющихся наиболее низким морфологическим уровнем среди аккумулятивных накоплений современных речных долин, отвечает заключительному этапу в развитии ландшафтов долинного типа, охватывающему голоценовую эпоху.

Вместе с тем голоценовая эпоха является эпохой консервации рельефа на равнинах более высокого морфологического уровня долинной и покровной аккумуляции, а консервация рельефа в основном осуществлялась за счет интенсивного заболачивания, формирования мощных торфяников и развития фитоценозов, определивших в конечном итоге общую географическую зональность.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барков В. В. Материалы к геоморфологии реки Тым. «Вопр. геогр. Сибири». Сборник 2, Томск, 1951.
- Богдасhev В. А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Кеть-Тымского Приобья. Решения и труды совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Гостехиздат, Л., 1961.
- Волков И. А. К истории речных долин юга Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Волков И. А., Волкова В. С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., 1965.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Западная Сибирь. Изд. Моск. гос. ун-та, 1956.
- Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности. «Изв. АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1940, № 5.
- Елизарьева М. Ф. Схема геоботанического районирования междуречья Оби и Енисея. Уч. зап. Красноярского педагогич. ин-та, т. 15, 1959.
- Елизарьева М. Ф. О некоторых особенностях растительного покрова восточной окраины Западно-Сибирской низменности. Уч. зап. Красноярского педагогич. ин-та, т. 15, 1959.
- Земцов А. А. и Шацкий С. Б. К вопросу о геоморфологическом районировании северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд. Моск. гос. ун-та, 1959.
- Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». Изд. Моск. гос. ун-та, 1959.
- Земцов А. А. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Приобья. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., 1965.
- Ильин Р. С. Природа Нарымского края. Мат-лы по изучению Сибири, т. 2. Томск, 1930.
- Ильин Р. С. Граница оледенения в области среднего течения реки Оби. Мат-лы по геологии Западно-Сибирского края, № 4. Томск, 1934.
- Келлер Б. М. Маршрутные геологические исследования р. Сым. «Изв. ГТО», 1936, № 5.
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений. «Землеведение», 1948, № 3.
- Лебедев И. В. Геологическое строение района Обь-Енисейского канала. Науч.-техн. конф. Томского индуст. ин-та, 1940.
- Мизеров Б. В. К вопросу о неоднократном оледенении северо-востока Западно-Сибирской равнины. Тр. ГГИ ЗСФАН, вып. 15, 1956.
- Мизеров Б. В. Основные черты устройства поверхности Обь-Енисейского междуречья к северо-востоку от р. Васюгана. Тр. ГГИ ЗСФАН, вып. 15, 1956.
- Мизеров Б. В. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Междувед. совещ. по стратигр. Сибири, 1957.

- Мизеров Б. В. и Стрижова А. И. Основные черты палеогеографии Кеть-Томского Приобья в четвертичном периоде. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44, 1964.
- Николаев В. А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Рагозин Л. А. и Сухов С. В. Обь-Енисейский водораздел между реками Орловкой и Кольчимом. «Вопр. геогр. Сибири», № 2, 1951.
- Рагозин Л. А. Материалы к геоморфологическому районированию восточной половины Томской области и сопредельных территорий. «Вопр. геогр. Сибири», № 2, 1951.
- Сукачев В. Н. По Оби и Тыму. Экспедиции АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Шацкий С. Б. Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Мат-лы Зап.-Сиб. комиссии по изуч. четвертичного периода, вып. 1. Томск, 1956.
-



# ОПОЛЗНИ ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

---

А. А. ЗЕМЦОВ

(Томский государственный университет)

Открытие крупнейших месторождений нефти и газа, осадочных железных руд и других полезных ископаемых должно стимулировать развитие в таежной зоне Западной Сибири в самое ближайшее время мощной нефте- и газодобывающей промышленности. Это, несомненно, будет сопровождаться прокладкой нефте- и газопроводов, строительством промышленных центров, городов и рабочих поселков. В условиях плоской, сильно заболоченной равнины наиболее благоприятны для строительства приречные, хорошо дренированные участки. Поэтому необходимо обратить внимание на механизм разрушения берегов, на изучение обвальных и оползневых явлений на склонах долин и берегах рек. До сих пор на реках таежной зоны Западной Сибири эти процессы не изучались и не описывались.

Оползневые и обвальные явления тесно связаны с образованием крупных заломов на малых и средних реках. Заломы существенно затрудняют связь между населенными пунктами, делают невозможным лесосплав по рекам. Учитывая, что реки почти единственные пути сообщения, а сплав леса в тайге имеет большое народнохозяйственное значение, можно понять, насколько важно изучение этих процессов в практическом отношении. Мы остановимся на природе обвальных и оползневых явлений, на причинах их развития и некоторых особенностях распространения. В основу сообщения положены материалы, собранные во время многолетних геолого-геоморфологических работ.

Таежная зона Западной Сибири расположена в области избыточного увлажнения, где ежегодно выпадает 400—500 мм осадков, из них 300—350 мм в теплый период. Очень плоский рельеф при избыточном увлажнении и замедленном поверхностном стоке способствует значительному заболачиванию низменности. Грунтовые воды обильны и залегают неглубоко от дневной поверхности, а их режим существенно зависит от колебания уровня воды в реках. Равнина дренируется Обью и ее многочисленными притоками, которые имеют слабо врезанные широкие долины. На бортах последних широко развиты обвальные и оползневые явления.

Равнина Западной Сибири сложена рыхлыми четвертичными отложениями, которые покрывают мощным плащом (до 100 м) водораздельные пространства и заполняют долины рек, слагая 2—3 надпойменные террасы. Толща рыхлых четвертичных отложений характеризуется исключительной пестротой фациального состава. Коренные, скальные породы залегают на больших глубинах, а вскрывающиеся в береговых

обнажениях третичные породы в большей части представляют собой те же глинисто-песчаные отложения, что и четвертичные. Как видно, образование обвалов и оползней здесь происходит в своеобразных физико-географических и геологических условиях. Главными причинами, благоприятствующими образованию и развитию оползней, являются следующие.

Ведущее место в формировании современного рельефа принадлежит боковой эрозии рек. Берега, сложенные рыхлыми песчано-глинистыми отложениями, подмываются рекой и интенсивно разрушаются, особенно во время весеннего половодья. По бортам речных долин развиваются оползневые процессы. Подмыв берегов реками значительно снижает их устойчивость и сопровождается образованием на крутых склонах оползней, оплывин, осыпей и многочисленных обвалов. Подмыв берегов реками служит одним из основных факторов, определяющих развитие обвалов и оползней. Максимальное развитие последних приурочено к весеннему половодью, когда имеет место наиболее интенсивный размыв берегов реками. Высокие уровни воды в реках весной (на 5—10 м выше межени) и значительная продолжительность половодья (до 2—3 месяцев) приводят к повышению уровня грунтовых вод. Талые снеговые воды, наряду с достаточно обильными атмосферными осадками, способствуют намоканию и набуханию глин и суглинков, которые переходят в пластическое и текучее состояние. Увеличивается вес и создается неустойчивость грунта. В северной половине таежной зоны, где неглубоко от дневной поверхности залегают многолетнемерзлые породы, оползневые процессы в переувлажненном деятельном слое продолжаются в течение всего теплого периода года.

После спада высоких вод, во время летней межени, по бортам речных долин наблюдаются многочисленные выходы подземных вод, которые приурочены к водоносным песчаным горизонтам, залегающим на водоупорном глинистом ложе. Местами по склону долины насчитывается несколько этажей с выходами подземных вод. Фильтрующиеся в водоносных горизонтах подземные воды захватывают и выносят мелкие твердые частицы грунта. Эти явления суффозии очень широко развиты на юге таежной зоны Западной Сибири, о чем свидетельствуют многочисленные блюдцеобразные понижения в рельефе приречных участков. Суффозионные процессы значительно снижают устойчивость склонов. Уменьшение объема водоносных песчаных горизонтов приводит к заметному наклону лежащих на них водоупорных глинистых пластов к реке и оползанию рыхлых, особенно делювиальных, отложений по склону.

Большое влияние на образование оползневых процессов на склонах речных долин оказывает геологическое строение склона. В пределах таежной зоны Западной Сибири повсеместно развиты рыхлые песчано-глинистые породы. Во многих обнажениях наблюдается неоднократное переслаивание глин и суглинков с песчаными водоносными горизонтами. По р. Вах и некоторым ее притокам слоистая толща моренных суглинков залегает на аллювиально-озерных песках ларьякской свиты. Выше моренных суглинков и местами среди них располагаются валунные глины. Разрез венчают покровные столбчатые суглинки. В ярах по среднему течению Оби верхняя пачка отложений представлена мощной толщей глин и покровных суглинков, которые залегают на песках, подстилаемых глинами третичного возраста. В бассейне Агана в обнажениях преобладают пески, которые у уреза воды подстилаются водоупорными плотными глинами. На границе их — обильные выходы грунтовых вод. В северной части таежной зоны по склону долин часто

обнажаются морские и прибрежно-морские, а также ледниково-морские преимущественно глинистые осадки, которые перекрыты аллювиальными песками казанцевской свиты. Последние, в свою очередь, перекрываются зырянской мореной. Источники подземных вод приурочены здесь в основном к подошве казанцевских песков. Оползают и обваливаются главным образом вышележащие глины.

Разнообразный состав четвертичных отложений определяет и различное положение водоупорных и водоносных горизонтов в геологическом разрезе, а следовательно, и развитие определенных типов оползней. На одном и том же крутом склоне долины можно встретить несколько оползней, которые существенно отличаются по своему строению. Поэтому в условиях Западно-Сибирской равнины наиболее приемлема классификация оползней, учитывающая геологическое строение, структуру оползневого склона и характер поверхностей смещения (Ф. П. Саваренский). Г. С. Золотарев (1964) предлагает выделять оползни различных генетических типов по трем главнейшим признакам. Необходимо учитывать характер деформации пород и механизм их смещения, строение, т. е. состав, текстуру и залегание пород оползневого массива и, наконец, характер ложа — поверхность оползневого смещения. Собранные нами материалы позволяют систематизировать имеющиеся данные и произвести типизацию оползней Западной Сибири.

В пределах таежной зоны не были констатированы крупные оползни по залесенным склонам и бортам речных долин. По-видимому, залесенность не способствует развитию оползней. Однако мелкие оползни и оплывины здесь встречаются повсеместно. Так, по берегам Оби в районе Колпашево — Кривошеино на крутых склонах водораздельного плато к реке развито очень много оползней, но в большинстве случаев они невелики по размерам. Трудно найти естественное обнажение на берегах рек, которое бы не было покрыто многочисленными оплывинами и оползнями. Для геологов это создает большие трудности, так как приходится выполнять значительные объемы земляных работ для расчистки естественных обнажений.

Наиболее часты, как показали наши наблюдения, небольшие оползни консеквентного типа (по Ф. П. Саваренскому). Это оползни — оплывины, которые захватывают очень тонкий слой переувлажненного грунта склона до глубины не более 1—1,5 м. В северных районах поверхности скольжения приурочены к контакту деятельного (часто почвеннорастительного) слоя с многолетнемерзлыми породами. Такие оползни имеют солифлюкционную природу и развиваются даже на весьма пологих (до 2—3°) склонах; строго говоря, их едва ли можно относить к оползням. К консеквентному типу относятся также оползни на поверхности раздела делювия и покровных суглинков с глинами, например, с озерно-ледниковыми глинами в бассейне р. Вах или глинами и суглинками самаровского горизонта в среднем течении Оби.

Значительно реже встречаются оползни, поверхности скольжения которых соответствуют поверхностям напластования песчано-глинистых пород. Часто глины чередуются с песчаными водоносными горизонтами. При таком неоднократном переслаивании образуются многоярусные оползни, а поверхность их скольжения имеет ломаный или волнистый профиль. Можно привести несколько примеров.

По крутому обрывистому склону водораздельного плато к Оби, в районе поселка Жуково, наблюдалось до трех серий оползней. Наиболее крупный оползень приурочен к верхней части склона. Шов оползня свежий, хорошо сохранившийся. По этому шву оползень

сдвинулся на 7 м. Длина оползня составляет 250—300 м, а ширина не превышает 30 м. Оползание происходит сравнительно медленно и без заметного нарушения слоистости и чередования суглинисто-глинистых пород. Верхняя площадка оползня почти горизонтальна, на ней сохранились и растут сейчас деревья. Ниже верхнего наиболее крупного и свежего оползня расположено несколько более мелких, образовавшихся раньше оползней и оплывин. У подножия описываемого склона плато имеются выходы грунтовых вод. Здесь эти воды скапливаются и заполняют понижения оползневого рельефа у подножия склона, образуя небольшие озерки с застойной грунтовой водой.

Геологическое строение оползневого борта довольно простое. Мощная толща покровных суглинков и глин (до 25—30 м) залегает на водоносных песках тобольской свиты, которые, в свою очередь, перекрывают плотные глины третичного возраста. Имеются два водоносных горизонта: маломощный — в верхней части примерно на границе покровных суглинков с глинами самаровского оледенения, другой связан с песками тобольской свиты. Оползает или вся толща суглинков и глин, или же образуются двухъярусные оползни меньших размеров. Береговые обрывы плато в среднем течении Оби настолько осложнены осыпями, оплывинами и оползнями, что порою трудно понять геологический разрез без тщательных расчисток.

К инсеквентному типу можно отнести оползни, генезис которых в значительной мере связан с суффозионной деятельностью подземных вод. На бортах долины Оби и ряда ее притоков мы наблюдали оползни, образовавшиеся в результате отрыва и оползания наклоненных в сторону реки водоупорных глинистых пластов вместе с лежащими между ними рыхлыми песчанистыми породами. Поверхностью скольжения в данном случае была подошва нижнего водоносного горизонта. Линия смещения оползня режет переслаивающиеся породы под разными углами к их напластованию.

К инсеквентному типу относятся также циркообразные оползни, развивающиеся на стыке берега реки с подземным потоком. Эти оползни имеют округлую форму и местами глубоко врезаются в сторону борта речной долины. Наиболее хорошо они представлены в вершинах крутых излучин реки. Оползни этого типа встречались нам на крутых обнаженных склонах долин небольших рек.

Толщи однородного литологического состава обнажаются в бортах долин редко, поэтому асеквентные оползни в чистом виде единичны. Их можно встретить на склонах невысоких речных террас р. Оби и ее притоков, сложенных местами однородной суглинистой породой.

Оползни обвалы развиты повсеместно на склонах таежных рек, где склоны сложены глинами и суглинками, которые перекрывают песчаные слои. Интенсивный размыв рекою залегающих в основании береговых обрывов песчаных пород способствует образованию оползней-обвалов. Именно этот тип наиболее широко распространен. У с. Кривошено, например, на левом берегу Оби яр интенсивно разрушается и, как правило, здесь нет крупных оползней. Легко размываемые пески, залегающие в основании яра, чаще способствуют развитию обвалов. Массы обвалившихся суглинисто-глинистых пород скапливаются летом у подножия, а весной смываются и, следовательно, создаются необходимые условия для дальнейшего разрушения берега и развития новых обвалов. На мелких и даже средних таежных реках происходит обрушение берега вместе с растущими на нем деревьями. В результате образуются лесные заломы, или завалы. Некоторые реки на расстоянии

нескольких километров «заломлены», т. е. перекрыты естественными плотинами из оползших и обвалившихся деревьев. Древесина скапливается часто на закруглениях русла, в мелких участках реки и образует заломы, в значительной мере связанные с оползневыми и обвальными процессами, которые имеют место на берегах рек.

Таким образом, в таежной зоне Западной Сибири достаточно широко распространены оползни самых разнообразных типов. Необходимы более детальные их исследования, в связи с намечающимся хозяйственным освоением этой территории.

---

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КРИОГЕННОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ АККУМУЛЯТИВНЫХ УРОВНЕЙ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

---

В. В. БАУЛИН

(Производственный научно-исследовательский институт  
по инженерным изысканиям в строительстве Госстроя СССР)

Процессы многолетнего промерзания пород и сами мерзлые горные породы, широко распространенные в нашей стране, оказывают существенное влияние на ход геоморфологических процессов: изменяются скорости разрушения, сноса и аккумуляции пород; возникают специфические процессы, свойственные только области многолетнемерзлых пород (термоэрозия, термоабразия, термокарст, пучение и другие, связанные с процессами промерзания и протаивания рыхлых отложений). На эти вопросы в разное время обращали внимание Ю. Н. Кулаков, В. И. Кайялайнен, М. Н. Бойцов, И. Я. Баранов и др. исследователи. И все же при геолого-геоморфологических исследованиях недостаточно учитывается специфика, создаваемая суровыми климатическими условиями, наличием мощной и высокольдистой мерзлой толщи, динамичной во времени. Достаточно сказать, что основой для сопоставления речных и во многих случаях морских уровней служит высота поверхности, что, по нашему мнению, является совершенно неправильным. Ниже будет показано влияние вечномерзлых пород на развитие аккумулятивных уровней севера Западной Сибири.

Материалом для настоящего сообщения послужили исследования экспедиции бывшего Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР на севере Западной Сибири, проводившиеся Е. Б. Белопуховой, Г. И. Дубиковым, Л. М. Шмелевым и др. в 1960—1964 гг. под руководством автора. В этот период систематическими мерзлотными исследованиями были охвачены долины Иртыша и Оби от Тобольска до Салехарда, нижнее течение Енисея, а также Тазовский, Ямальский и Гыданский полуострова.

Рыхлые отложения, находящиеся в мерзлом состоянии, содержат специфический породообразующий минерал — лед, который возникает и разрушается в связи с изменением температуры пород. Как показали наши исследования, а также работы НИИГА, ВНИГРИ и других организаций на севере Западной Сибири, верхним горизонтам мерзлых толщ, особенно в пределах аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин, свойственно весьма высокое содержание льда, который нередко составляет более 60% от общего объема породы.

По происхождению и условиям залегания в Западной Сибири можно выделить три основных типа подземных льдов: сегрегационные, повторно-жильные и залегающие в виде пластов или линз инъекционного и сегрегационного происхождения.

Наиболее широко распространены сегрегационные льды. В обнажениях они встречаются в виде горизонтальных, наклонных и вертикальных прослоев, более или менее выдержанных по простираанию, толщиной от 1—2 мм до 5—10 см, создавая различные модификации слоистых и сетчатых криогенных текстур. Сегрегационный лед в некоторых обнажениях Ямала и Гыдана составляет 40—50% от общего объема породы, причем столь высокая льдистость нередко наблюдается до глубины 20—30 м и более. По кернам буровых скважин высокольдистые отложения зафиксированы на глубинах в несколько сотен метров.

В мерзлых отложениях севера Западной Сибири повсеместно развиты повторно-жильные льды. Мощность их колеблется от 2—3 до 10—15 м. Они располагаются как вблизи дневной поверхности, так и в погребенном состоянии. Обычно повторно-жильные льды встречаются совместно с сегрегационными, которые буквально насыщают пространство между крупными жилами льда. Основная масса повторно-жильных льдов сосредоточена вблизи от поверхности в 10—20-метровой толще осадков.

Весьма интересными и своеобразными являются пласты и линзы льда, вскрывающиеся в обнажениях, в основном, к северу от 69° с. ш. Но они обнаружены также и в более южных районах: в обнажениях до 68° с. ш. и по скважинам до 66° с. ш. На Ямале и Гыдане залежи этих льдов достигают высоты более 10—12 м и тянутся вдоль обнажений на 50—100—150 м. Текстура ледяной залежи самая разнообразная. Встречаются крупные линзы чистого монолитного льда с очень небольшим содержанием грунтовых частиц, но нередко слои чистого льда толщиной 5—10 см чередуются с сильно минерализованным льдом (до 20—30% грунтовых частиц).

Вытаивание подземных льдов приводит к весьма интенсивному разрушению берегов рек и озер, особенно в тех случаях, когда оттаявший грунт может уноситься водой. Основная масса мерзлых обнажений в Западной Сибири находится севернее 68 параллели, поэтому в этих районах более всего заметно разрушающее действие вытаивающих льдов. В результате вытаивания некоторых типов льдов берега приобретают специфический облик. Так, деградация крупных повторно-жильных льдов дает начало формированию узких оврагов с крутыми стенками и с большим уклоном дна в начальной стадии развития. Вытаивание ледяных линз и пластов приводит к образованию в берегах цирков и уступов, где зимой скапливается снег, что еще более увеличивает интенсивность разрушения берегов. Борты цирков обычно осложнены конусовидными останцами, напоминающими байджарахи. Высота их 6—8 м. Громадное количество льда, содержащееся в породах севера низменности, влияет не только на характер микрорельефа и на интенсивность разрушения террас. Накопление и вытаивание льда изменяет состав отложений, слагающих данный уровень, а также его высоту и характер поверхности. В связи с этим хотя бы кратко остановимся на различных типах промерзания осадков и на некоторых вопросах формирования геоморфологических уровней в районах с суровым климатом. Формирование мерзлых толщ и, следовательно, содержащегося в них льда может происходить двумя способами: сингенетическим и эпигенетическим.

**Сингенетический** способ накопления мерзлых толщ характерен для участков суши с аккумуляцией терригенного материала. Такими участками могут быть поймы рек, приливные полосы на низменных морских побережьях и некоторые другие участки. В суровых климатических условиях на подобных участках происходит постоянный переход нижней

части слоя сезонного протаивания в многолетнемерзлое состояние. Новый многолетнемерзлый слой состоит из минеральной части и льда. Содержание льда не зависит от количества поступающего на данный участок терригенного материала, определяемого гидродинамическим режимом реки, моря и т. д., а обусловлено свойствами породы, ее влагоемкостью, влажностью и условиями промерзания. Таким образом, в районах с суровым климатом к минеральной составляющей добавляется новый компонент — лед, существование которого связано с внешними природными условиями (климатом). Сингенетически промерзшие отложения обладают наиболее высокой льдистостью (до 60—70%). Расположение ледяных включений (криогенная текстура) весьма разнообразно и тесно связано с генезисом осадка (Катасонов, 1960; Втюрин, 1964), но зависит также и от литологических особенностей осадка и условий его промерзания. Мощность горизонтов сильно льдистых пород может достигать нескольких десятков метров, в зависимости от продолжительности и скорости накопления сингенетически промерзающих отложений.

Общая льдистость отложений резко увеличивается за счет повторно-жильных льдов, которые по способу формирования также разделяют на два типа: сингенетические и эпигенетические. Сингенетические жилы льда растут синхронно накоплению осадка, поэтому могут достигать высоты нескольких десятков метров. Обычно они развиваются на периодически заливаемых участках, где происходит аккумуляция осадков. Ширина таких жил льда достигает 3—4 м и более. Размер полигонов чаще всего бывает от 10 × 10 до 20 × 20 м. Объем повторно-жильного льда в сингенетических толщах нередко составляет половину объема грунта.

Все упомянутые явления приводят к тому, что в областях с суровым климатом формирование геоморфологического уровня (как участка с определенными высотными отметками) происходит с меньшими затратами минерального вещества, чем в областях, где отсутствуют многолетнемерзлые породы. Таким образом, сингенетический способ промерзания отложений и роста повторно-жильных льдов имеет весьма важное значение в формировании аккумулятивных геоморфологических уровней морских и аллювиальных террас. Видимо, его следует рассматривать как особый фактор, обуславливающий ускоренное формирование геоморфологических уровней в странах с суровым климатом.

**Эпигенетический** тип формирования многолетнемерзлых пород возможен при промерзании уже сформировавшихся отложений. В этом случае происходит промерзание пород сверху. Льдовыделение в процессе промерзания определяется составом и свойствами грунта, его влажностью и градиентами температуры в грунте. Разнообразное сочетание этих условий может привести к формированию ледяных прослоев различной толщины — от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Часть прироста объема породы при замерзании воды расходуется на уплотнение окружающих осадков, но наибольшая часть этого прироста, особенно в верхних горизонтах отложений, вызывает вспучивание промерзающих отложений. Увеличение объема породы за счет льдовыделения при сингенетическом способе промерзания осадков значительно больше, чем при эпигенетическом, если последнее происходит без подтока влаги из водоносных горизонтов.

Эпигенетические повторно-жильные льды также значительно повышают содержание льда в верхних горизонтах пород. Размеры этих

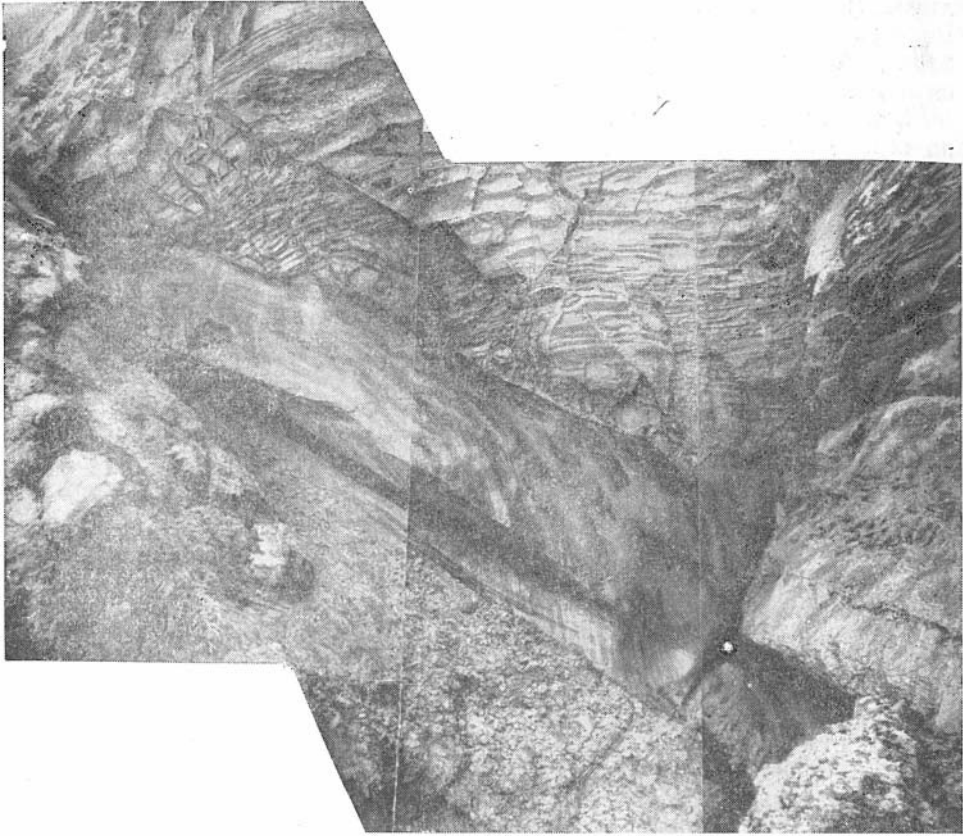


льдов меньше, чем сингенетических (обычно до 3—5 м по высоте). Роль эпигенетических льдов в изменении гипсометрического уровня поверхности мала, но в формировании микрорельефа поверхности остается значительной.

Высокое содержание льда в породах может резко увеличиваться на севере Западной Сибири, где распространены крупные ледяные залежи. Происхождение их еще далеко не выяснено и, хотя этот вопрос не является основной темой настоящего сообщения, кратко остановимся на нем, поскольку он имеет важное значение для выяснения генезиса геоморфологических уровней. По нашему мнению, имеющиеся данные об условиях залегания и строения линз и пластов льда не позволяют однозначно решать вопрос об их генезисе, как это сделано Г. И. Дубиковым и М. М. Корейшей (1964). Действительно, существует ряд морфологических и текстурных признаков, свидетельствующих об инъекционном происхождении линз чистого льда или льда, содержащего небольшое количество грунтовых частиц. В этих случаях линзы залегают вкрест слоистости отложений, над ними располагается так называемая «зона дробления», в которой слоистые отложения деформированы и пронизаны ледяными прослоями; слои льда содержат включения грунта, отличного от вмещающих пород. Условия залегания и текстурные особенности «зоны дробления» в некоторых случаях хорошо объясняются инъекцией воды в мерзлую толщу (рис. 1). Чаще всего ледяные залежи несомненно инъекционного происхождения представляют собой монолитные тела. Но, возможно, к ним относятся и такие гела, в которых прослой чистого льда толщиной 1—1,5 м разделены ледогрунтовыми слоями. Важным доказательством инъекционного происхождения линз льда могло бы быть установление их связи с песчаными горизонтами и линзами, из которых внедрялась вода. К сожалению, эту связь удастся обнаружить лишь в единичных случаях.

В то же время обращают на себя внимание некоторые особенности строения пластов льда, трудно объяснимые с позиций их инъекционного генезиса. Многие ледяные залежи имеют слоистую текстуру, причем слои чистого льда толщиной 3—10 см чередуются со слоями льда примерно такой же толщины, обогащенного минеральными частицами в виде мути и кусочков грунта. Грунт, заключенный во льду, часто ничем не отличается от грунта, вмещающего ледяную линзу. Мощность линз, состоящих из слоистого льда, обычно не превышает 3—4 м. Протяженность горизонтальнослоистых пластов льда достигает 100—150 м и, вероятно, более, причем слои льда и грунта очень хорошо выдерживаются по простиранию (рис. 2). Когда слои льда имеют наклонное положение, они все-таки располагаются вдоль длинной оси ледяного тела. В этих случаях почти всегда удается найти удовлетворительное объяснение изменения первоначально горизонтального залегания слоев льда.

Весьма показательно расположение ледяных тел по площади. На казанцевской морской террасе Гыданского полуострова широко развиты формы рельефа, образующиеся в результате вытаивания пластов льда. Создается впечатление, что отдельные участки террасы (примерно 30 × 40 км), оконтуренные речными долинами, буквально насыщены ледяными телами. Цирки и «байджарахи» покрывают не только все склоны террасы к рекам, но и значительную часть берегов термокарстовых озер и хасыреев, расположенных на ее поверхности. Отмечено, что в обнажениях протяженностью в несколько километров днища цирков расположены примерно на одной и той же высоте (около 8—10 м) над урезом реки.



*Рис. 1.* Линза инъекционного льда в морских казанцевских отложениях Гыданского п-ова (70° с. ш.).

Все это не позволяет связывать генезис ледяных тел только с инъекциями воды. Не отрицая возможности инъекционного происхождения ледяных линз, мы считаем, что на берегах регрессирующих опресненных водных бассейнов могли создаваться условия, благоприятные для формирования слоистых ледогрунтовых тел. Такие условия создавались, например, в мелких (промерзавших до дна) остаточных озерах, куда периодически поступал терригенный материал, или при промерзании снизу обводненных донных осадков пересыхающих водоемов. С этим предположением согласуется морфология ледяных залежей. Ледяные тела нередко имеют сложное строение и состоят из чистого неслоистого льда (с небольшим количеством грунтовых включений) и слоистого льда, обогащенного грунтовыми частицами. Слоистый лед, как правило, располагается в боковой части ледяной залежи и непосредственно соприкасается с вмещающими породами. На рис. 3 видно, что слоистый лед как бы отжат в сторону льдом центральной и правой части залежи. Если формирование слоистого льда произошло в промерзающем до дна водоеме, то легко представить, что дальнейшее быстрое промерзание водонасыщенных пород псевдоталика привело к инъекции воды в вышележащие отложения и частичному их отжатию. Изложенные факты логично укладываются в схему формирования слоистых ледяных залежей в результате постепенного обмеления и про-

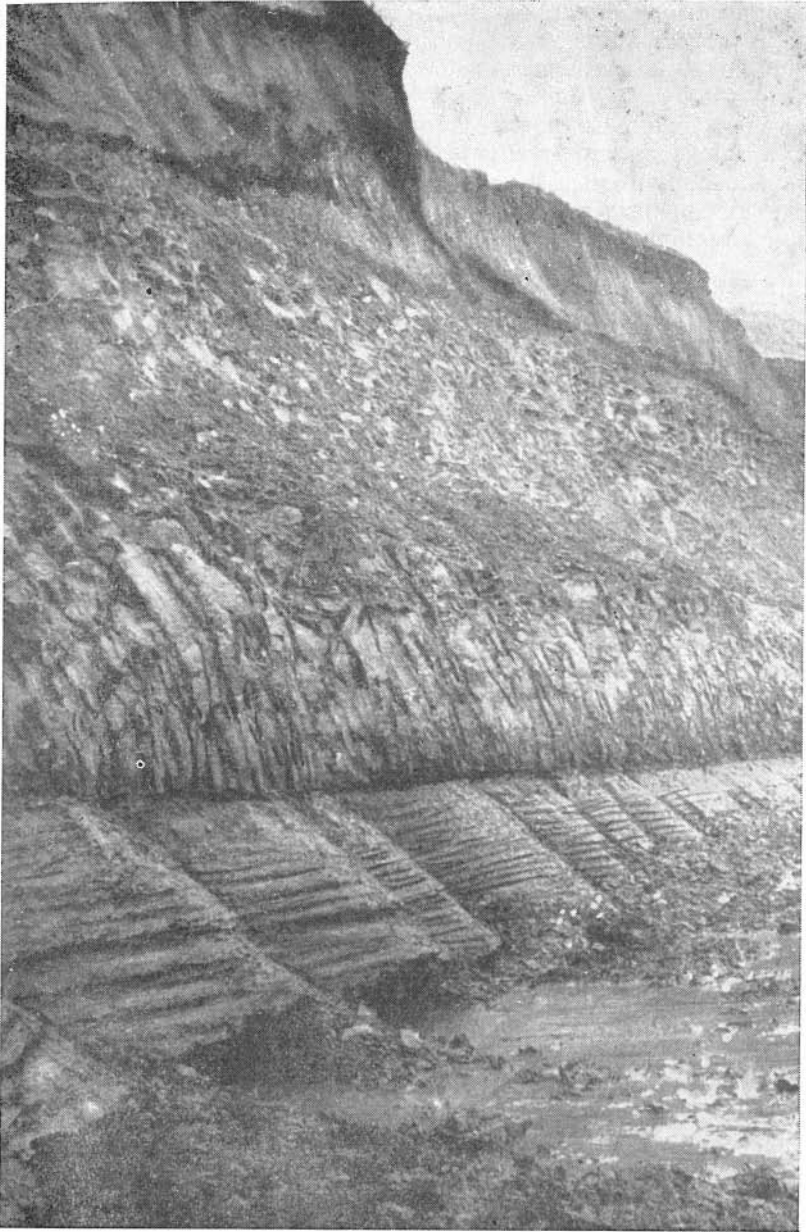


Рис. 2. Пласт слоистого льда в отложениях казанцевской равнины п-ова Ямал, 70° с. ш. Фото Г. И. Дубикова.

мерзания мелких остаточных водоемов. В том случае наличие описанных выше слоистых ледяных тел приобретает большое палеогеографическое значение, указывая на этап регрессии водного бассейна в условиях весьма сурового климата. По-видимому, не случайно большинство изученных ледяных залежей связано с осадками казанцевского времени, когда происходила регрессия водного бассейна из пределов низменности (Баулин, 1965).

Подводя итоги описанию льдистости пород севера низменности и условий их промерзания, можно отметить, что эпигенетическое промерзание наблюдается в отложениях любой фациальной принадлежности, но особенно оно характерно для морских и русловых осадков. Сингенетическое промерзание наиболее характерно для прибрежно-морских, лагунных, а также для пойменных, озерно-болотных и других отложений. Следовательно, наиболее высокое содержание льда будет наблюдаться в отложениях речных террас и в верхней части морских уровней, представленной прибрежно-морскими осадками. В большей же части пород, слагающих морские уровни, встречаются эпигенетические сегрегационные и инъекционные льды. Таким образом, породы, слагающие север Западно-Сибирской низменности, содержат огромное количество льда. Первые десятки метров четвертичных отложений севера низменности на 30—40%, а местами и более состоят из льда.

Предположим, что в районах высокольдистых многолетнемерзлых пород происходит повышение температуры грунта в результате общего потепления климата, затопления территории или других причин. Сразу же начинается вытаивание льда и понижение поверхности. При благоприятных условиях этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока не вытаяет весь лед. По мнению геологов НИИГА, вследствие оттаивания пород общая высота севера низменности в результате вытаивания льда значительно уменьшится. Особенно результативным этот процесс будет на участках, сложенных аллювиальными и прибрежно-морскими осадками, т. е. на аккумулятивных террасах, где понижение уровня поверхностей может достигать 4—8 м. В некоторых случаях высота речных террас может уменьшиться вдвое. О величине понижения поверхности можно судить по глубине замкнутых термокарстовых западин, откуда не происходил вынос минеральных частиц. Формирование таких котловин обычно происходит при вытаивании крупных скоплений льда. Глубина термокарстовых понижений достигает в Западной Сибири 3—5 м, а в Якутии — от 3—4 до 6—8 м и более.

Льдистость отложений по их простиранью может существенно меняться. Следовательно, при протаивании пород величина просадки будет различной, а первоначально ровная поверхность может превратиться в холмистую, западинно-бугристую, котловинную и т. д. К подобным же выводам пришел М. Н. Бойцов (1961), рассматривавший некоторые вопросы формирования микрорельефа в области распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири. Новое эпигенетическое промерзание отложений вызывает вспучивание отложений, но прежний уровень поверхности восстановиться не сможет, так как породы потеряют часть влаги при оттаивании и величина вторичного пучения будет меньшей.

Детальное изучение следов многолетнего промерзания отложений в породах четвертичного возраста Западной Сибири позволяет утверждать, что в плейстоцене климат низменности существенно не менялся. Псевдоморфозы по повторно-жильным льдам, свидетельствующие о весьма суровых климатических условиях накопления осадков, найдены во всех стратиграфических горизонтах верхнего и среднего плейстоцена (Баулин, Шмелев, 1962; Шмелев, 1964). Исследованиями экспедиции Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева установлено, что многолетнемерзлые породы в Западной Сибири иногда занимали значительно большую площадь, чем теперь, и распространялись по крайней мере до 56—57° с. ш., а по предположению Б. А. Федоровича (1962) даже до 53—51°.



Рис. 3. Ледяное тело в обрыве третьей надпойменной террасы р. Юрибей на п-ове Ямал (69° с. ш.). В левой части виден пласт слоистого льда

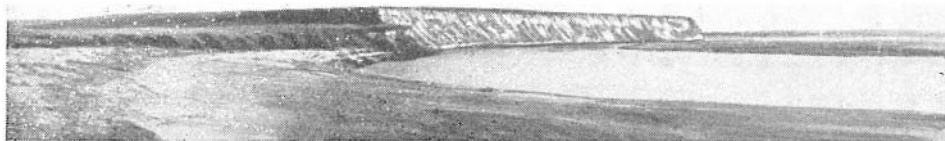


Рис. 4. Первая и третья надпойменные террасы р. Юрибей на п-ове Ямал (69° с. ш.).

Несомненно, что большая часть псевдоморфоз образовалась в результате вытаивания эпигенетических ледяных жил. Сингенетические повторно-жильные образования обычно формируются в высокольдистых отложениях, которые при оттаивании резко изменяют свое сложение, образуя чаще всего неслоистую, плохо сортированную массу. Но если псевдоморфозы по эпигенетическим жильным льдам свидетельствуют о существовании холодного климата, то тем самым они дают косвенные указания о возможности сингенетического промерзания отложений в данном районе. Особенно важны в этом отношении многоярусные псевдоморфозы, охватывающие значительную часть разреза. В некоторых обнажениях, например, у пос. Верхние Тугияны на р. Бол. Обь, в отложениях третьей надпойменной террасы, встречено четыре яруса псевдоморфоз (Шмелев, 1963). По-видимому, большинство террас нижнего течения Оби формировалось в условиях сурового климата, когда могло происходить сингенетическое промерзание пород. Южную границу этой зоны установить сейчас трудно. Можно предположить, что она, вероятно, проходит не севернее 63—64° с. ш.

Большое влияние на распространение и строение мерзлых толщ в Западной Сибири оказало потепление в период климатического оптимума в голоцене. С поверхности мерзлые породы в период оптимума оттаивали к югу от 68° с. ш. (Баулин, 1962). По-видимому, это было наиболее значительное потепление климата на протяжении всей второй половины верхнего плейстоцена. Позднее к северу от 63—64° с. ш. породы вновь промерзли.

Учитывая современное распространение сингенетических промерзших аллювиальных и прибрежно-морских отложений, на севере Западной Сибири можно выделить три зоны, где влияние многолетнего промерзания и оттаивания на формирование уровней было различным. Первая зона расположена к северу от 68 параллели (рис. 4). Здесь с поверхности широко распространены сингенетически промерзшие отложения. В этой зоне геоморфологические уровни сохранились в первоначальном виде. Только термокарстовые процессы могли на отдельных участках привести к вытаиванию льда из верхних горизонтов пород. Вторая зона расположена южнее, возможно до 63—64° с. ш. На этой территории породы, вероятно, промерзли сингенетическим способом, но позднее оттаяли, в результате чего высота уровней значительно уменьшилась по сравнению с первоначальной и должна отличаться от высоты аналогичных элементов рельефа первой зоны. Эпигенетическое промерзание пород, оттаявших в период оптимума, конечно, не восстановило их первоначальную высоту. Наконец, в третьей зоне (южнее 63—64 параллели) породы промерзли, в основном, эпигенетическим способом и при оттаивании существенно не изменяли свою высоту.

Следовательно, в первой и третьей зонах геоморфологические уровни сохранили свою первоначальную высоту. Видимо, этим объясняется тот факт, что только на крайнем севере Западной Сибири, а также в центральных и южных частях ее можно наблюдать четкую террасовую лестницу, причем уровни, как правило, отличаются ровной горизонтальной поверхностью и четкой бровкой. Во второй зоне все уровни, кроме поймы и отдельных участков первой террасы, в результате оттаивания пород значительно снизились. Возможно, этим объясняются находки нехарактерных для поймы широт автохтонных торфяников на высоте 2 м над урезом р. Сев. Сосьва (64° с. ш.).

Таким образом, при геоморфологических исследованиях важно установить, в каких условиях сформировалась та или иная поверхность. Если во время ее формирования климат данного района был настолько суровым, что происходило сингенетическое промерзание отложений, а позднее породы оттаяли, то наблюдаемая сейчас высота поверхности будет значительно ниже первоначальной. Отсюда ясна необходимость учета динамики мерзлых толщ при сопоставлении геоморфологических уровней на пространствах Западно-Сибирской низменности. Все это показывает важность выяснения криогенного строения мерзлых толщ и истории их развития для геоморфологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баранов И. Я., Баулин В. В. Влияние многолетнего промерзания на формирование геоморфологических уровней. Сборник: «Мерзлотные исследования». Изд. МГУ, 1964.
- Баулин В. В. Вечная мерзлота и палеогеография Западной Сибири. Сб. «Осн. проблемы по изучению четвертичного периода». «Наука», 1965.
- Баулин В. В. Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, т. XIX, 1962.
- Баулин В. В., Шмелев Л. М. О следах древних криогенных процессов в верхнеплейстоценовых отложениях нижнего течения р. Оби.— В кн.: «Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений». М., 1962.
- Бойцов М. Н. О формировании рельефа в условиях подземного оледенения. Тр. Всесоюз. геол. ин-та, нов. серия, т. 64. Л., 1961.
- Втюрин Б. И. Криогенное строение четвертичных отложений. М., «Наука», 1964.
- Дубиков Г. И., Корейша М. М. Ископаемые инъекционные льды на п-ове Ямал. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1964, № 5.
- Катасонов Е. М. Криогенные текстуры многолетнемерзлых аллювиальных отложений. Тр. Северо-Восточного отделения Ин-та мерзлотоведения, вып. 2. Якутск, 1960.
- Федорович Б. А. Мерзлотные образования в степях и пустынях Евразии. Тр. комиссии по изуч. четвертичного периода, т. XIX, 1962.
- Шмелев Л. М. О климате начала верхнего плейстоцена на севере Западной Сибири.— В кн.: «Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР». М., 1963.

# О ВЛИЯНИИ ТЕКТониКИ НА РЕЛЬЕФ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ МЕРЗЛЫХ ПОРОД

---

В. В. БАУЛИН, Г. Б. ОСТРЫЙ  
(ПНИИИС Госстроя СССР, СНИИГГиМС)

Многолетнемерзлые горные породы на территории Западно-Сибирской низменности на протяжении четвертичного периода претерпели сложную историю развития. В настоящее время можно выделить три зоны, отличающиеся строением мерзлых толщ.

1. На крайнем севере низменности расположена зона монолитного (по глубине) строения мерзлых толщ. Мерзлые породы пройдены здесь многочисленными скважинами в районе Усть-Енисейского Порты (Дьяконов, 1958; Пономарев, 1952) и отдельными скважинами в центральных и западных районах низменности (скважины в устье р. Таз, на юге п-ов Ямал, пробуренные Ямало-Ненецкой комплексной геологоразведочной экспедицией, скважины Желдорпроекта, Гидропроекта и Полярно-Уральской экспедиции, к северо-западу от Салехарда). Кроме того, сведения о мерзлых породах имеются по нескольким десяткам скважин ВНИГРИ на юге Тазовского полуострова, пробуренным до глубины 100—200 м.

Преобладающее количество скважин вскрыло монолитную толщу многолетнемерзлых пород. Межмерзлотные талики приурочены главным образом к залесенным долинам рек, зонам тектонических разломов с поднимающимися теплыми водами и снеготансовым участкам (овраги, долины небольших речек). Мощность мерзлой толщи в этой зоне колеблется от 450—500 м на 70° с. ш. до 250—300 м на широте Полярного круга.

2. Южнее расположена зона двухслойного строения многолетнемерзлых пород. Южная граница ее совпадает с общей границей современного распространения мерзлых пород. Особенность строения мерзлой толщи заключается в том, что с поверхности многолетнемерзлые породы прослеживаются до глубины 50—80 м (верхний слой многолетнемерзлых пород), ниже, до глубины 50—150 м, лежат талые породы, а под ними вновь появляются мерзлые породы (реликтовая мерзлая толща). Разнообразие природных условий нередко приводит к нарушению этой схемы. Так, на некоторых участках верхний слой мерзлых пород может вообще отсутствовать (особенно вблизи южной границы зоны). Существование нескольких напорных водоносных горизонтов может привести к появлению трех и четырех слоев мерзлых пород, что наблюдается в некоторых скважинах (Земцов, 1958). В некоторых районах этой зоны вскрыта монолитная мерзлая толща. Как правило, эти районы приурочены к беслесным пространствам.



Строение и мощность многолетнемерзлых пород этой зоны изучены по разрезам многочисленных скважин (Земцов, 1958; Ананян, Баулин, 1960; Баулин, 1962; Острый, 1962). Мощность верхнего мерзлого слоя заметно уменьшается к югу. Южнее  $64^{\circ}$  с. ш. мерзлые породы этого слоя не встречаются. Глубина залегания кровли реликтовой мерзлой толщи колеблется весьма значительно, но в целом наблюдается увеличение ее с севера на юг с 70—80 до 150 м и более. Подошва реликтовой мерзлой толщи на севере зоны лежит на глубинах 200—300 м, а на юге ( $64^{\circ}$  с. ш.) — на глубине свыше 300 м.

3. К югу от  $64^{\circ}$  с. ш. до  $61^{\circ}$  с. ш. вскрыты только реликтовые мерзлые породы. Кровля их лежит на глубинах 150—200—230 м (Земцов, 1958; Баулин, 1962), подошва мерзлых пород опускается до глубины 400—450 м, а иногда и более (Острый, Черкашин, 1960).

Реликтовые мерзлые породы имеют широкое, но не повсеместное распространение. Они отсутствуют на поймах крупных рек и в некоторых случаях на первой надпойменной террасе, что связано с отопляющим влиянием этих рек.

Закономерности глубины залегания подошвы мерзлой толщи, как показали исследования, в каждом отдельном районе в значительной степени определяются тектоническим строением территории.

Дело в том, что над сводами тектонических структур геотермическая ступень значительно уменьшается. Это положение теоретически было обосновано С. С. Ковнером (1944), а затем подтверждено различными исследователями по нефтеносным районам Азербайджана, Прикаспийской низменности, Русской платформы, Башкирии и другим районам (Беляков, 1949; Ковнер, 1949; Мехтиев и Алиев, 1959; Кошляк, 1961; Череменинский, 1961, и др.). На основе полученных данных были построены профили и карты изотерм на различной глубине в районах тектонических структур. Это позволило установить, что изотермы в целом повторяют конфигурацию поднятий. Логично было предположить, что эта же закономерность должна наблюдаться и в области распространения многолетнемерзлых пород, причем нулевая изотерма (подошва мерзлых пород) должна в достаточной мере отражать тектонику района. В дальнейшем это предположение нашло многочисленные подтверждения в области распространения многолетнемерзлых пород. Анализ буровых материалов, а также данных вертикального электрического зондирования убеждает в существовании тесной связи глубины залегания нижней поверхности мерзлых пород с тектоническим строением (Николаев, Баулин, 1963).

Прежде всего рассмотрим зависимость глубины залегания нижней поверхности мерзлых пород от структур низких порядков. Увеличение глубины залегания фундамента приводит к заметному увеличению мощности мерзлых пород. В долине Оби к югу от г. Салехарда (до пос. Н. Киеват) глубина залегания кровли кристаллического фундамента увеличивается примерно от 380 до 800—1000 м и в этом же направлении возрастает мощность мерзлых пород, составляя 30—40% от глубины залегания фундамента (табл. 1). Монотонное нарастание мощности мерзлой толщи нарушается только над местными поднятиями значительной амплитуды.

Из данных, приведенных в табл. 1, очевидны следующие выводы: 1) положение нижней границы толщи мерзлых пород в значительной степени зависит от теплового поля кристаллического фундамента; 2) это тепловое поле по рассматриваемому профилю существенно не нарушается какими-либо процессами, например, движением подземных вод.

Другим примером может служить широтный профиль в южной части п-ова Ямал (примерно 67° с. ш.), где скважинами Тюменского геологического управления вскрыто поднятие кровли меловых отложений, связанное, по-видимому, с выступом палеозойского кристаллического фундамента. Мерзлое или талое состояние пород определялось здесь по керну и по материалам стандартного электрокаротажа скважин. По-

Таблица 1

Глубина залегания нижней поверхности мерзлых пород и фундамента к югу от г. Салехарда

№ скважины	Глубина залегания нижней границы мерзлой толщ, м	Глубина залегания фундамента, м	Отношение мощности мерзлой толщ к мощности отложений до фундамента, %	№ скважины	Глубина залегания нижней границы мерзлой толщ, м	Глубина залегания фундамента, м	Отношение мощности мерзлой толщ к мощности отложений до фундамента, %
2	135	348	38	17	310	760	40
26	160	418	38	5	237	690	34
19	310	880	35	7	246	705	35
11	290	815	36				

дошва мерзлых пород повторяет конфигурацию кровли мезозойских отложений. Скважины, по которым построен профиль, расположены на водоразделах небольших речек или в долинах, которые едва ли могли существенно повлиять на положение подошвы мерзлой толщ. На профилях хорошо заметна зависимость мощности мерзлых пород от тектоники. По четырем скважинам, в которых была вскрыта кровля кристаллического фундамента, глубина залегания нижней поверхности мерзлых пород, как отмечалось выше, составляет около 40% от глубины залегания кровли фундамента (табл. 2).

Таблица 2

Глубина залегания нижней поверхности мерзлых пород и фундамента в южной части п-ова Ямал

№ скважины	Глубина залегания нижней границы мерзлой толщ, м	Глубина залегания фундамента, м	Отношение мощности мерзлой толщ к мощности отложений до фундамента, %	№ скважины	Глубина залегания нижней границы мерзлой толщ, м	Глубина залегания фундамента, м	Отношение мощности мерзлой толщ к мощности отложений до фундамента, %
2	190	520	37	6	170	436	39
5	170	414	41	7	160	398	40

Аналогичная закономерность наблюдается к юго-востоку от г. Салехарда в скважинах, пробуренных в долине р. Полуй. Здесь на протяжении 50 км мощность мерзлых пород увеличивается вслед за погружением кровли кристаллического фундамента, составляя около 35% от глубины залегания его.

Отмеченная зависимость, по-видимому, должна быть справедлива и для других участков, расположенных в сходных тектонических и геоморфологических условиях. При погружении фундамента мощность мерзлых пород будет увеличиваться не беспредельно, а только до величин, характерной для данной мерзлотной зоны. Зависимость мощности мерзлых пород от глубины залегания и рельефа фундамента наиболее четко видна на профиле, построенном примерно по широте Полярного круга. Фактические данные подтверждают положение, что каждое поднятие кровли фундамента четко отражается на мощности мерзлой толщи. Но в то же время мощность вечномерзлых пород с погружением фундамента увеличивается только до глубины 300—350 м, а в восточной части профиля — до 400 м. Видимо, эта мощность является максимальной для данной мерзлотной зоны, и сколько бы фундамент ни погружался, глубина промерзания в этих условиях не увеличивается.

Наиболее резкое уменьшение мощности мерзлой толщи по профилю наблюдается над структурами 3-го порядка. Разница в глубине залегания подошвы мерзлоты на крыльях и в сводовой части поднятия превышает 150 м. Так, за пределами Ярудейской структуры, расположенной в 200—250 км юго-восточнее г. Салехарда, подошва мерзлой толщи лежит на глубине 300 м и более (скв. 10, 13), а в сводовой части глубина залегания подошвы мерзлоты резко уменьшается до 210 м. Характерно, что конфигурации нижней границы мерзлых пород и кровли меловых отложений весьма сходны. Эта закономерность свойственна не только району структуры. Она наблюдается к западу от нее, где слои пород лежат горизонтально. Разница в глубине нижней границы мерзлых пород на крыльях структуры и в сводовой части ее достигает 100 м.

Западнее Ярудейской структуры на том же профиле выделяется Саратинская структурная терраса, где верхнемеловые и частично палеогеновые отложения образуют антиклинальную складку. Все скважины расположены в сходных геоморфологических условиях — на водоразделе рек Танопча и Ярудей. Мощность мерзлой толщи с востока на запад резко уменьшается от 280 м (в скв. 5) до 100—120 м (в скв. 2 и 3). Разница в глубинах залегания подошвы мерзлых пород на крыльях и в сводовой части структуры превышает 150 м.

На востоке низменности изучены Маковское, Кыксинское, Келлоское, Ермаковское поднятия, на которых конфигурация нижней границы мерзлых пород также определяется тектоникой. Разница в глубине залегания подошвы мерзлой толщи на различных элементах структуры достигает 100—120 м и более.

Для всех перечисленных пунктов построены профили и в некоторых случаях карты изогипс по подошве мерзлых пород, на которых видно, что над положительными тектоническими структурами глубина залегания нижней границы мерзлых пород резко уменьшается. Такие данные имеются по приенисейской части низменности (бассейны рек Елогуй и Турухан и другие районы) (Острый, 1962). Ориентировка структур и положение их сводовых частей, определенные по изогипсам мерзлых пород, хорошо совпадают с положением тех же элементов структур, определенным по стратиграфическим горизонтам.

В настоящее время для Западной Сибири выявлено по крайней мере 15 пунктов, где подошва мерзлых пород над тектоническими поднятиями имеет сводовое залегание.

Таким образом, изучая мощность мерзлых пород, можно составить представление о тектоническом строении района. Если учесть, что по-

ложение подошвы мерзлой толщи может быть сравнительно легко определено методом вертикального электрического зондирования, становится ясным, что открываются совершенно новые возможности изучения тектоники северных районов. Причем по распределению мощностей мерзлых пород можно судить не только об общем тектоническом строении территории, но и о существовании положительных структур высоких порядков, перспективных на нефть и газ.

Имеется первый опыт применения этой методики экспедицией бывшего Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева на севере Западной Сибири. Здесь на протяжении двух полевых сезонов вертикальным электрическим зондированием изучалась мощность мерзлых пород в различных тектонических условиях. Результаты получены весьма обнадеживающие. Простота и дешевизна метода по сравнению с сейсмическими исследованиями и особенно с буровыми работами очевидны.

В целях дальнейшего изучения закономерностей распространения мерзлых толщ необходимо организовать наблюдения за мерзлыми породами во всех бурящихся скважинах северных районов СССР и поставить опытные геофизические исследования на одной из выявленных структур в области мощных толщ вечномерзлых пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ананян А. А., Баулин В. В. О мощности вечной мерзлоты в районе Салехарда. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 16, 1960.
- Баулин В. В. Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской низменности. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 19, 1962.
- Беляков И. Ф. О связи геозотерм с докембрийским рельефом Русской платформы. «ДАН СССР», новая серия, 1949, т. 64, № 2.
- Гурари Ф. Г., Казаринов В. П., Мионов Ю. К. и др. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности — новой нефтеносной базы СССР. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Земцов А. А. О границе распространения и времени образования вечной мерзлоты в Западно-Сибирской низменности. Вестн. Зап.-Сиб. и Новосибирского геол. упр., 1958, № 1.
- Ковнер С. С. К теории термической разведки. «ДАН СССР», 1944, т. 42, 56.
- Ковнер С. С. Термические аномалии Ишибайских месторождений. «ДАН СССР», новая серия, 1949, т. 64, № 3.
- Кошляк В. А. О связи теплового поля Западно-Сибирской низменности с рельефом доюрского фундамента. «Геол. нефти и газа», 1961, № 1.
- Кудрявцев В. А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой зоны в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Мехтиев и Алиев. О факторах, влияющих на величину геотермической ступени нефтяных месторождений Азербайджана. «Докл. АН АзССР», т. 15, № 2, 1959.
- Николаев В. С., Баулин В. В. Зависимость положения нижней поверхности мерзлых пород от глубины залегания кристаллического фундамента. Сборник: «Многолетнемерзлые породы Западной Сибири, Якутии и Чукотки». М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Острый Г. Б. Особенности залегания и формирования многолетнемерзлых пород в связи с геологическим строением территории. Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. 19, 1962.
- Острый Г. Б., Черкашин А. Ф. Поведение нижней границы вечномерзлых пород как один из критериев при поисках структур на северо-востоке Западно-Сибирской низменности. «Геол. и геофиз.», 1960, № 10.
- Пономарев В. М. Вечная мерзлота и подземные воды района Усть-Енисейского Порта. Тр. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. 10, 1952.
- Чочиа Н. Г. Тектоническое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ, вып. 158. Л., 1960.

# НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ПРИ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОМ ПРОМЕРЗАНИИ РЫХЛЫХ ПОРОД

---

Н. Г. БОБОВ

(Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии)

Геоморфологические условия северных районов, где широко распространены мерзлые пылеватые суглинки четвертичного возраста, в значительной степени определяются развитием крупных залежей подземного льда. Вытаивание их приводит к термокарсту. С этим связана большая озерность тундр. Большинство озер имеет округлую и неправильную форму. Местами в тундре озера составляют до 70% площади. Известна большая озерность обширных пространств и в других местах криолитозоны (Швецов, 1962; Anderson, Nussey, 1963; Шило, 1964). Поэтому очень важно знать генезис наиболее распространенных залежей подземного льда.

На севере Сибири еще в прошлом веке отмечалось наиболее широкое распространение горизонтальнослоистых пластов подземного льда. Именно такие льды, начиная с Э. В. Толля, ошибочно рассматривались как остатки древних ледников.

В настоящее время получил распространение взгляд, будто «главным типом» крупных залежей подземного льда являются повторно-жильные образования, характеризующиеся вертикальной слоистостью-полосчатостью (Попов, 1952; Шумский, 1952, 1959). Горизонтальная слоистость льдов стала объясняться в основном спецификой ориентировки плоскости обнажения, продольно срезающей ледяную жилу («Основы геокриологии», 1959). Однако следует учитывать, что большие жилы льда находятся лишь в аллювии (Гусев, 1938; «Основы геокриологии», 1959), а обширные залежи горизонтальнослоистого льда распространены наряду с аллювием и в генетически иных отложениях.

Преобладание несомненно горизонтальнослоистых видов подземного льда до последнего времени описывается на севере Средней Сибири (Павлов, 1946), на севере Западной Сибири (Дубиков, Корейша, 1964) и в других местах (Сакс, 1948). Даются весьма разнообразные объяснения происхождению этих залежей. Выделяемые разновидности льда в большинстве случаев не характеризуются специфическими признаками.

Большие горизонтальнослоистые массивы пород, где прослой сегрегационного льда иногда составляют большую часть объема, формируются известными способами. В условиях значительного охлаждения такие массивы образуются, например, при сингенетическом промерзании накапливающихся осадков. Это происходит обязательно в понижениях, иногда довольно крупных. Рассмотрение подобных массивов не входит в задачу данной статьи.

При объяснении возникновения мощных пластов льда в нашем случае более приемлемо допущение интенсивного сегрегационного льдо-выделения в эпигенетически промерзающих рыхлых породах (Högbom, 1914; Бесков, 1939). Образование льдистого ядра булгуниахов, по мнению ряда исследователей, идет таким же образом (Драницын, 1914; Taber, 1943; Соловьев, 1952; Бобов, 1960<sub>1</sub>).

На севере Средне-Сибирского плоскогорья крупные плоские залежи горизонтальнослоистого льда достигают 100 м по ширине и 15 м мощности. Им свойственна сложная форма. Вмещающими породами являются льдистые суглинки. Общее описание таких льдов сделано в 1938 г. В. Ф. Тумелем, А. Н. Толстым и др. В 1958 г. Д. Ф. Браженко заметил, что некоторые холмы Кайерканского угольного месторождения сложены массивами подземного льда. Детальное изучение строения и состава больших горизонтальнослоистых залежей подземного льда и вмещающих их горных пород сделано нами в том числе и при непрерывных вскрышных работах Кайерканского угольного карьера в 1963 и в 1964 гг. на площади 3 км<sup>2</sup>. Крупных тел подземного льда другого характера при этом не обнаружено.

Геокриологические условия описываемой местности характеризуются значительной сложностью. Поле карьера находится в основании левого борта долины р. Норильской, где ее ширина более 25 км. Поверхность поля в целом полого (3—6°) падает на север примерно от 130 до 60 м. Небольшие долины ручьев и ложбины временных водотоков имеют неглубокий врез, не выше 5 м, и широкие плоские днища. Пологие холмы и гряды обычно не превышают 3 м, имеют склоны не круче 8°. Среди озер самое крупное имеет около 200 м в диаметре и примерно 15 м глубины.

Угленосные сильно трещиноватые породы тунгусской серии перекрываются здесь льдистыми пылеватыми глинистыми моренами зырянского возраста. Включения представлены редким гравием, галькой и валунами. Имеются небольшие слои малольдистого песка. Общая мощность четвертичных отложений меняется по площади от 6 до 40 м. Минералогический состав их в значительной мере соответствует таковому местных пород. Температура пород весьма неоднородна по площади. В основании слоя сезонных колебаний на возвышенностях она опускается до —5,5°, а на крутых склонах северной экспозиции, где зимой скапливается много снега, температура местами поднимается до —0,4°. Зимой в верхних горизонтах эта разница еще больше. С глубиной температура пород становится более однородной. Мощность мерзлой толщи равняется 80—100 м. Исследуемые залежи льда приурочены к местным возвышенностям и распространены на 20% площади карьерного поля (рис. 1, 2). Преимущественное обнаружение их на западных бортах карьеров обусловлено тем, что именно эти борта и подрабатывались во время наблюдений. Противоположные борта подрабатывались несколько лет назад. Они несут смещенные оттаявшие отложения. Изучение истинного строения таких бортов поэтому сильно затруднялось по сравнению с только что подработанными участками.

Слой льда этих залежей отличаются чрезвычайно строгой выдержанностью (рис. 3, 4) и состоят из вертикальных кристаллов. Наблюдавшаяся высота последних не превышает 10 см. К краям залежи высота их уменьшается. Слоистость четко акцентируется терригенными прослоями, состав которых не отличается от состава вмещающих пород. Количество и толщина минеральных прослоев часто увеличиваются к периферии залежи. Местами слои сливаются. Толщина слоев льда варьирует от 2 до 60 см, местами и более, а терригенных — несколь-

нении возникновения мощных пластов льда в нашем случае допущение интенсивного сегрегационного льдогенетически промерзающих рыхлых породах (Högbom, 1939). Образование льдистого ядра булгунняхов, по мнению исследователей, идет таким же образом (Драницын, 1914; Ловьев, 1952; Бобов, 1960<sub>1</sub>).

Средне-Сибирского плоскогорья крупные плоские залежи льдистого льда достигают 100 м по ширине и 15 м по мощности. Их сложная форма. Вмещающими породами являются суглинки. Общее описание таких льдов сделано в 1938 г. А. Н. Толстым и др. В 1958 г. Д. Ф. Браженко заготовил холмы Кайерканского угольного месторождения с пластами подземного льда. Детальное изучение строения и их горизонтально-слоистых залежей подземного льда и их горных пород сделано нами в том числе и при вскрышных работах Кайерканского угольного карьера в 1958 г. на площади 3 км<sup>2</sup>. Крупных тел подземного льда при этом не обнаружено.

Геологические условия описываемой местности характеризуются сложностью. Поле карьера находится в основании долины р. Норильской, где ее ширина более 25 км. Попадение в целом полого (3—6°) падает на север примерно 1:10. Небольшие долины ручьев и ложбины временных вод имеют неглубокий врез, не выше 5 м, и широкие плоские вершины холмов и гряды обычно не превышают 3 м, имеют наклон не более 8°. Среди озер самое крупное имеет около 200 м по ширине и 15 м глубины.

Вместительными породами тунгусской серии являются льдистыми пылеватыми глинистыми моренами зырянскими.

Включения представлены редким гравием, галькой и содержатся небольшие слои малольдистого песка. Общая мощность отложений меняется по площади от 6 до 40 м. Состав их в значительной мере соответствует таковому в других местностях. Температура пород весьма неоднородна по площади. В течение сезонов колебаний на возвышенностях она опускается до отрицательных значений, на крутых склонах северной экспозиции, где зимой много снега, температура местами поднимается до —0,4°. В горизонтальных эта разница еще больше. С глубиной температура становится более однородной. Мощность мерзлой породы 80—100 м. Исследуемые залежи льда приурочены к склонам и распространены на 20% площади карьерной территории (рис. 1, 2). Преимущественное обнаружение их на западных бортах обусловлено тем, что именно эти борта и подработаны в результате наблюдений. Противоположные борта подработаны в меньшей степени. Они несут смещенные оттаявшие отложения. Строения таких бортов поэтому сильно затруднены, так как только что подработанными участками.

Эти залежи отличаются чрезвычайно строгой выдержкой (рис. 3, 4) и состоят из вертикальных кристаллов. Направление падения последних не превышает 10 см. К краям залежи выклиниваются. Слоистость четко акцентируется терригенными включениями, в которых не отличается от состава вмещающих пород и толщина минеральных прослоев часто увеличиваются в сторону бортов. Местами слои сливаются. Толщина слоев льда достигает 60 см, местами и более, а терригенных — несколько

ко меньше или такая же. Отмечались участки, где слои льда составляли меньшую часть объема породы.

В обнажениях вмещающих пород отмечаются единичные пласты льда толщиной до 0,3 м или же небольшие пачки более тонких слоев. Для примера дается описание одной залежи подземного льда.

- 0,00 — 0,10 м — Дерново-моховой покров.
- 0,10—1,60 — Суглинок, пылеватый, коричневый с гравием, галькой и валунами. Редкие прослой льда толщиной 1—2 мм, местами кристалл. Это слой сезонного протаивания. Глубже находится многолетнемерзлые породы.
- 1,60—2,30 — Суглинок, серый, более льдистый, в остальном сходный с вышеописанным.
- 2,30—4,90 — Гравий с песком, галькой, валунами.
- 4,90—5,10 — Суглинок, пылеватый, серый, льдистый, с редкими частицами песка, гравия и щебенкой. Горизонтальные прослой льда 1—2 мм толщиной.
- 5,10—5,55 — Лед, плотный, белый из-за содержащихся в нем пузырьков газа, состоит из нечетких горизонтальных слоев по 5—7 см толщиной. Пузырьки прозрачного газа, по 1—2 штуки на сантиметр, имеют преимущественно форму шарика с диаметром около 1 мм. Длина вытянутых пузырьков достигает 2,5 мм. Нередко встречаются более мелкие пузырьки.
- 5,55—5,59 — Плитчатые, кубические и неправильной формы отдельности суглинка с острыми ребрами граней, в основном 0,8—1,0 см в поперечнике, разделены более тонкими, 0,1—0,3 см, прослойками льда. Имеются песчаные, гравелистые частицы, галька и валуны. Последние пересекают несколько слоев льда и суглинка, не нарушая их положения. Галька и валуны покрыты довольно ровной сплошной коркой льда, толщина которой обычно равняется 0,5—1,0 см.
- 5,59—6,00 — Лед, белый.
- Далее приводится более краткое описание слоев, так как свойства их во многом повторяются.
- 6,00—6,02 — Льдистый слой разобщенных кусочков суглинка и гальки.
- 6,02—6,04 — Лед, прозрачный (темный, без пузырьков газа), состоит из горизонтальновогнутых слоев по 0,3 см толщиной. Граница слоев обнаруживается при таянии льда в виде тонкой бороздки.
- 6,04 — 6,045 — Отдельности суглинка, разобщенные прослоями льда.
- 6,045—6,05 — Лед с редкими отдельностями суглинка.
- 6,05 — 6,055 — Отдельности суглинка во льду.
- 6,055—6,075 — Лед, прозрачный, включает плосколежащую щебенку.
- 6,075—6,11 — Отдельности суглинка в разрезе составляют горизонтальновогнутую криогенную текстуру. Толщина отдельностей 0,5 мм, льда — 0,3 мм.
- 6,11 — 6,17 — Лед, прозрачный, с редкими белыми горизонтами пропластками мелких пузырьков газа и двумя прослоями разобщенных отдельностей суглинка.
- 6,17 — 6,19 — Отдельности суглинка во льду.
- 6,19 — 6,24 — Лед, прозрачный, с белыми тонкими пропластками пузырьков.
- 6,24—6,27 — Отдельности суглинка.



- 6,27 — 6,37 — Лед, прозрачный наверху и белый внизу.  
 6,37 — 6,40 — Суглинок с разобщенными отдельностями, с гравием и галькой.  
 6,40 — 6,80 — Лед. При таянии четко видны его горизонтальные слои по 3—4 см толщиной.  
 6,80 — 6,85 — Суглинок, такой же, горизонтальноволнистой текстуры, слои льда и отдельностей суглинка имеют толщину по 0,5 см.  
 6,85 — 6,93 — Лед, прозрачный, с тонкими прослоями белого льда.  
 6,93 — 7,02 — Суглинок, такой же.  
 7,02 — 8,50 — Лед белый. Ниже оплывина.

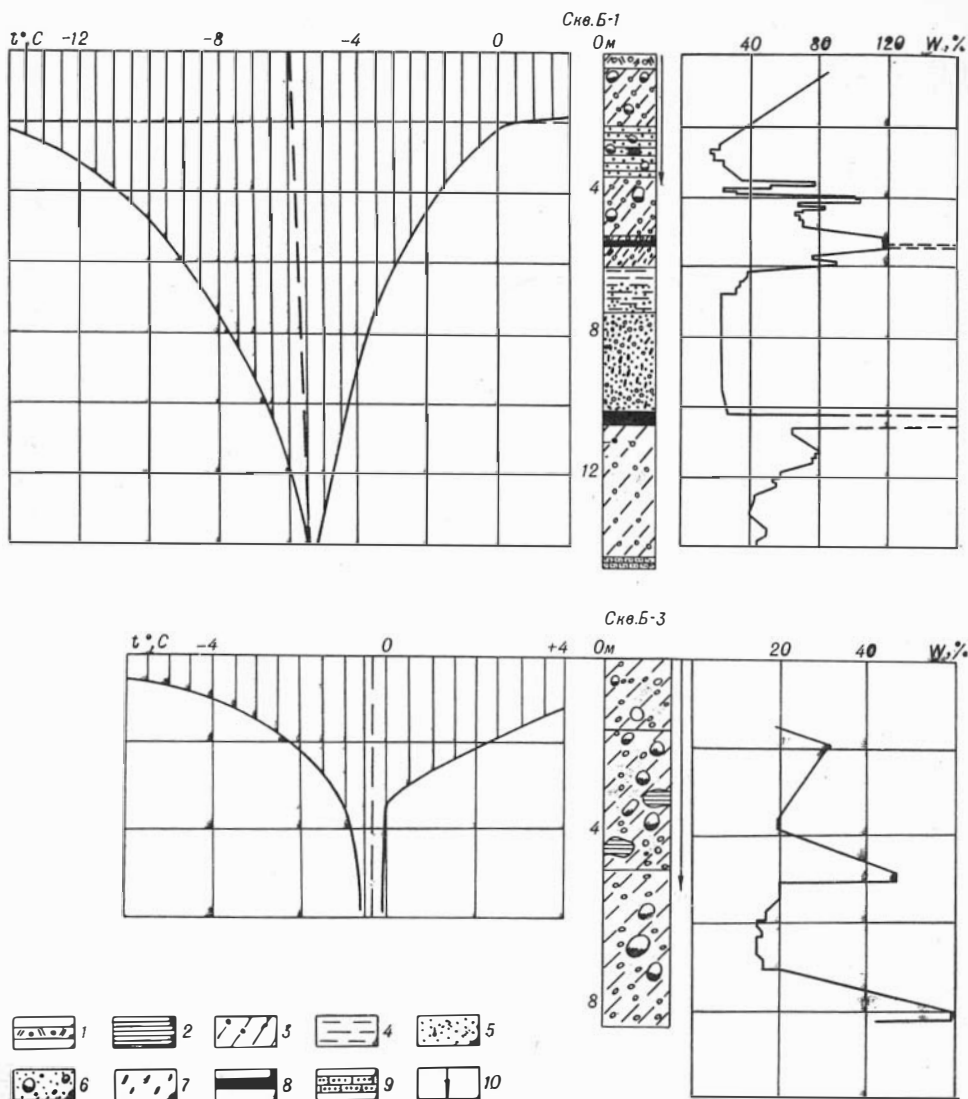


Рис. 2. Графики пределов сезонных изменений температуры и суммарной влажности пород (к сухой навеске) и геологические колонки по скважинам Б-1 и Б-3:

1 — почвенно-дерновый слой; 2 — глины; 3 — суглинки с галькой; 4 — супесь; 5 — песок; 6 — галька и валуны; 7 — кусочки каменного угля; 8 — лед; 9 — песчаники и аргиллиты; 10 — глубина металлической обсадки скважины.

Описываемый массив слоистого льда разбит замкнутыми прямыми трещинами, по некоторым из них видны смещения до 10 см. Местами сеть трещин расчленяет массив на ячеи с поперечником в 5 см. Чаще ячеи более крупные.

При видимой мощности этой ледяной залежи 2,4 м терригенные слои здесь составляют 14% объема. На других участках, как отмечалось, минеральная часть порою превышает объем льда.

Верхние пологонаклонные слои залежи крыльев близ ядра иногда упираются в основание слоя сезонного протаивания или же обрываются несколько ниже. Чаще у вершин возвышенностей во льду терригенных прослсов породы нет. Наблюдавшаяся мощность чистого льда в таких случаях превосходила 3 м (рис. 5). Слои в обнаже-

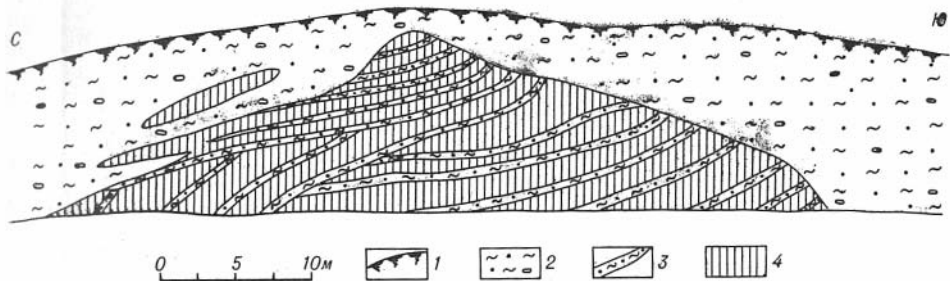


Рис. 3. Обнажение залежи льда в ноябре 1960 г. (по Н. М. Комарову):

1 — почвенно-дерновый слой; 2 — валунно-галечниковые суглинки; 3 — моренные прослои во льду; 4 — подземный лед.

нии здесь видны только из определенной точки наблюдения благодаря преломлению световых лучей на плоскостях их раздела.

Талая вода этого льда — пресная, гидрокарбонатно-кальциево-натриево-магниевого состава. По девяти образцам, взятым из двух залежей, установлена ее нейтральная реакция\* и малая минерализация, от 37,1 до 67,2 мг/л. Специфика заключается также в наличии признаков бактериального разложения органического вещества в виде ионов нитрита и аммония. Наибольшее количество их находится в верхних слоях залежи, до 1,2 мг/л. С глубиной величина ионов нитрита и аммония в залежи убывает, в центре она не превышает 0,9, а у подошвы — 0,6. Однако общее содержание растворенных веществ столь мало, что они практически не влияют на физические свойства воды.

Вода из повторно-жильного льда террасы р. Н. Тунгуски содержала значительно большее количество органических веществ. Ей был свойствен гнилостный запах (Швецов, 1952). Такое своеобразие обусловлено тем, что те и другие подземные льды формируются из вод, поступающих различными путями. Жилы льда образуются при затекании воды сверху, где она обогащена органикой, а сегрегационные слои льда возникают лишь частично из поверхностных вод, обязательно инфильтрующихся через глинистые породы. Притом более глубокие слои льда образуются при участии поверхностных вод, прошедших сквозь более мощную толщу пород. Именно поэтому количество органики в рассматриваемых залежах льда с глубиной заметно уменьшается.

Анализ формы, состава и строения описываемых льдов и особенностей вмещающих пород позволяет утверждать, что образование этих

\* Химические анализы проведены в лаборатории ВСЕГИНГЕО под руководством И. Ю. Соколова.

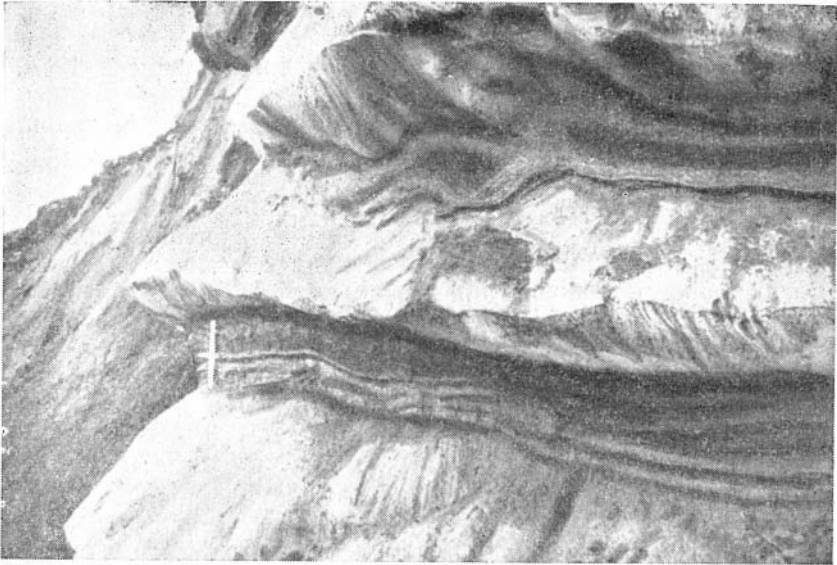


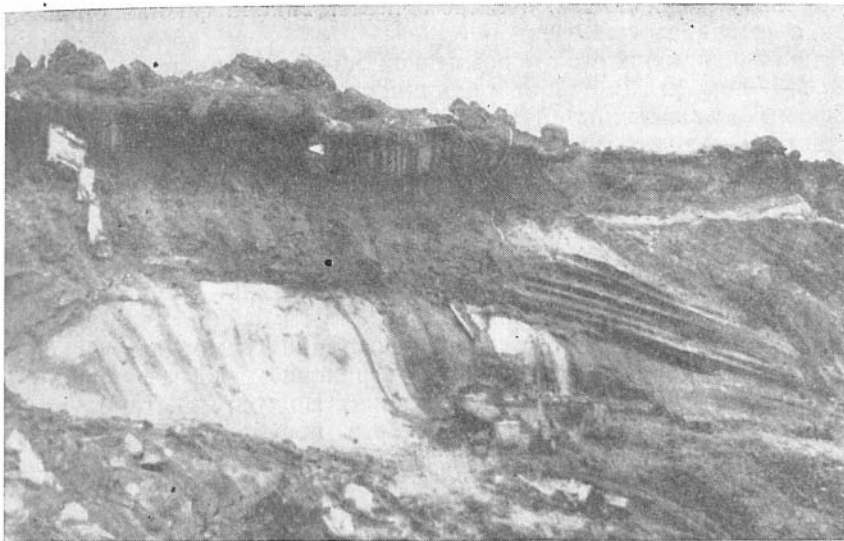
Рис. 4. Вертикальный разрез горизонтальнослоистой залежи льда. Слева находится линейка длиной 30 см.

залежей льда было обусловлено миграцией пленочной влаги в глинистых породах к фронту промерзания. Наиболее усиленное движение ее происходило в направлении тепловых потоков — к положительным формам рельефа. Таким же образом происходило формирование залежей льда при эпигенетическом промерзании и локальных таликов.

Возникновение положительных форм рельефа первоначально могло быть обусловлено эрозионным расчленением местности. Последующее образование ледяных тел в результате начавшегося эпигенетического многолетнего промерзания пород выражалось в периодическом усилении роста кристаллов льда. Большая выровненность дневной поверхности северных территорий обусловила соответствующее положение фронта промерзания и, таким образом, горизонтальную криогенную слоистость рассматриваемых подземных льдов. Очередной возникающий слой льда иногда включал отдельные подстилающие суглинков. Они оказываются как бы взвешенными во льду. Отдельности формировались здесь же, в значительной мере при промерзании. Поэтому они и сохраняют острые ребра граней.

Валуны, находящиеся в этих залежах, обычно не нарушают положения их слоев, а сами покрыты ровной коркой льда, такой же как и валуны, включенные во вмещающие породы. Все это свидетельствует об обильном сегрегационном льдообразовании.

Пучение положительных форм, происходящее при этом, не могло быть бесконечным. Оно регламентируется в основном увеличением интенсивности делювиального сноса сезонноталых пород с таких возвышенностей. Сокращение толщины слоя сезонного протаивания сверху восполняется очередными поставками терригенных прослоек снизу, вследствие таяния верхней части ледяной залежи. При таком механизме развития рассматриваемой залежи общий объем пород сохраняется за счет образования следующих слоев льда в нижней части залежи. Пучение промерзающих пород при этом приводит к их постепенному движению вверх, а при переходе в пределы слоя сезонного



*Рис. 5.* Чистое ледяное ядро залежи, расположенное в пределах вершины пологого холма. Видимая мощность льда равняется 2 м. Откос Кайерканского карьера.

протаивания они начинают смещаться вниз по склону в результате сложного комплекса процессов. Поэтому верхние ледяные слои залежи на крыльях не достигают ее центра, испытывающего наибольшее пучение.

Большая динамика развития описываемой залежи подземного льда приводила к перемещениям вершины непрерывно пучающейся возвышенности. При этом менялось и направление фронта промерзания, что обуславливало самостоятельность ориентировки криогенной слоистости отдельных пачек залежи (см. рис. 3).

Мощность залежи льда, формирующейся при эпигенетическом промерзании пород, определяется толщиной их слоя с годовыми колебаниями температуры. В условиях возвышенностей района Кайеркана такой слой равен 13—17 м. Глубже температурные различия пород неоднородных участков сглаживаются и термовлажностные градиенты уменьшаются настолько, что промерзание пород там не может обеспечить столь обильное локальное льдовыделение.

Залегание кровли рассматриваемой залежи льда глубже слоя сезонного протаивания свидетельствует о ее погребенном состоянии.

Таким образом, при эпигенетическом промерзании рыхлых пород в пределах местных возвышенностей формируются особенно сильно льдистые горизонтальнослоистые массивы. Протаивание их неминуемо приведет к возникновению термокарстовых, иногда достаточно глубоких озер, поскольку здесь получается нехватка терригенного материала. В общем сходное объяснение образования более мелких озер Северной Камчатки, относящейся к южной части криолитозоны, уже высказывалось нами ранее (Бобров, 1960<sub>2</sub>). В том случае исследовалась главным образом морфометрия более малых бугров пучения и возникающих на их месте термокарстовых озер. На севере же области, где породы более охлаждены, криогенным путем образуются бо-

лее крупные озера, да и в большем числе. Такова физика образования многих термокарстовых озер.

Значительная пологость возвышенностей, содержащих ледяные залежи, в целом не нарушает равнинность северных пространств. Резкие формы возвышенностей такого генезиса — булгунняхи — возникают на участках с толстым торфяным покровом, который в значительной мере препятствует делювиальному сносу с криогенных возвышенностей.

Возвышенности на северных равнинах, особенно среди озерных пространств, можно рассматривать как признак залежей подземного льда. Однако не все возвышенности являются таковыми. Более надежная индикация рассматриваемых залежей льда возможна лишь при дальнейших исследованиях. Приведенные материалы и соображения имеют немаловажное значение не только в познании геоморфологических условий территорий с широким распространением мерзлых пород, куда почти целиком входят Сибирь и Дальний Восток, но и при инженерно-геологическом исследовании местности, поскольку подземный лед в значительной мере определяет инженерно-геологические свойства вмещающих пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бобов Н. Г. Современное образование многолетних бугров пучения на Лено-Вилейском междуречье. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1960<sub>1</sub>, № 5.
- Бобов Н. Г. Торфяные бугры Камчатки. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 16. М., Изд-во АН СССР, 1960<sub>2</sub>.
- Гусев А. И. Тетрагональные грунты в арктической тундре. «Изв. гос. геогр. об-ва», т. 70, № 3, 1938.
- Дубиков Г. И., Корейша М. М. Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1964, № 5.
- Основы геокриологии (мерзлотоведения), т. I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Павлов Б. С. Происхождение подземных льдов Норильской долины. «Бюлл. техн. инф. Норильского комбината», 1946, № 3—4.
- Попов А. И. Морозобойные трещины и проблема ископаемых льдов. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 9, 1952.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Изд. Главсевморпути, М.—Л., 1948.
- Соловьев П. А. Булгунняхи Центральной Якутии. «Иссл. вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 3, 1952.
- Швецов П. Ф. Геокриологические условия Верхояно-Колымской горнонизменной страны.— В кн.: «Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Швецов П. Ф. Об условиях и времени образования основной системы морозобойных трещин и связанных с ними подземных льдов.— В кн.: «Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Шило Н. А. К истории развития низменностей субарктического пояса северо-востока Азии.— В кн.: «Тектоника и глубинное строение северо-востока СССР». Тр. Сев.-Вост. комплексн. науч.-иссл. ин-та СО АН СССР. Магадан, вып. II, 1964.
- Шумский П. А. Исследование ископаемых льдов Центральной Якутии.— В кн.: «Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике», вып. 3, 1952.
- Шумский П. А. Очерк истории исследования подземных льдов. Якутское кн. изд-во, 1959.
- Anderson G. S., Hussey K. M. Preliminary investigation of thermokarst development on the North Slope, Alaska. Proc. Iowa Acad. Sci., 70, 1963.
- Högbom B. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, Vol. XII, 1914.
- Taber S. Perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol., 54, No. 10, 1943.

# РОЛЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПРИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЯХ ЖЕЛЕЗНЫХ ДОРОГ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНО-СИБИРСКОЙ МАГИСТРАЛИ)

---

И. Г. ЕРМАКОВ

(Сибирский государственный проектно-изыскательский институт  
Гостранстроя СССР)

В прикладной геологии рельеф рассматривается как один из факторов природных условий, определяющий инженерно-геологические особенности территорий, намеченных под освоение, и дающий возможность для прогнозов изменения этих особенностей на период строительства и эксплуатации сооружений с предполагаемым усилением неблагоприятных природных процессов (Попов, 1959).

Из всех сооружений, даже линейных, положение железных дорог на местности, ограниченных жесткими требованиями по подъемам и спускам, а также плановым размещением, в наибольшей мере обуславливается строением рельефа. Мало того, часто типы конструкций земляного полотна определяются именно конфигурацией дневной поверхности и рельефообразующими процессами.

Южно-Сибирская магистраль между пунктами Кулунда (на западе) и Тайшет (на востоке), проложенная в широтном направлении по нескольким структурным областям (Западно-Сибирская равнина, Салаирский кряж, Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Кузнецкая и Минусинская межгорные впадины и Средне-Сибирское плоскогорье), дает фактический материал для выводов о роли геоморфологических факторов при железнодорожных изысканиях и строительстве.

В пределах Западно-Сибирской равнины магистраль занимает отрезок протяжением 420 км. Для этой обширной территории характерна предельная выровненность рельефа, особенно на западе — в Кулундинской впадине.

Положение трассы железной дороги на местности мало чем отличается от воздушной прямой. Даже древние ложбины стока с волнистой поверхностью пересекаются без особых затруднений в любом направлении. Лишь подъем из ложбин на плосковерхие увалы под прямым углом сопряжен с удлинением трассы (рис. 1, а).

Степные ландшафты, повсеместное распространение среднечетвертичных лессовых пород (Мартынов, 1957) с пониженной влажностью позволяют применить самые простые конструкции полотна при небольших объемах земляных работ. Земляное полотно приходится усложнять только для междюнных болот в древних ложбинах стока и площадей, занятых солончаками.

Эрозионные процессы, происходящие на предгорном плато, на которое магистраль поднимается, как только минует впадину, в условиях, когда масса воды, работающая здесь над формированием рельефа и приходящаяся на единицу площади, незначительна, оставляют

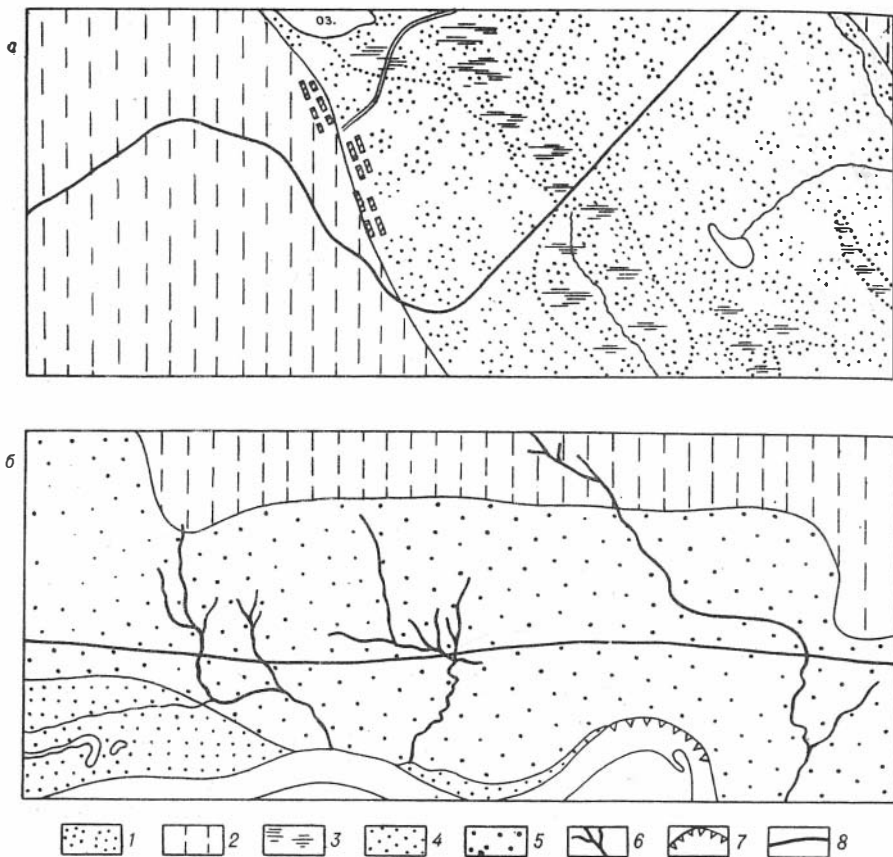


Рис. 1. Положение трассы железной дороги на территории Западно-Сибирской равнины:

*a* — при пересечении древних ложбин стока и увалов; *б* — на берегу крупной реки.  
 1 — древние ложины стока, заполненные мелкими песками мощностью до 10 м, часть из которых перевернута ветром; 2 — склоны плато (увалов), сложенные субазральными и озерно-аллювиальными среднелетстоновыми лессовыми породами (по В. А. Мартынову); 3 — болото; 4 — голоценовая пойма; 5 — третья надпойменная терраса; 6 — овраги; 7 — подмыв речного берега; 8 — железная дорога.

небольшой след в изменении поверхности. Их интенсивность заметно возрастает и уже влияет на положение трассы и на конструкцию ж.-д. пути вдоль берегов Оби. Речная абразия, бурный рост оврагов в податливых породах делают уязвимой на этих участках железную дорогу (рис. 1, б). Оврагообразование может стимулироваться неправильным водосбором и отводом вод и на территориях равнины, где этот процесс раньше не наблюдался, с чем и пришлось считаться при эксплуатации ж.-д. линии Кулунда — Барнаул.

Аккумуляция в Кулундинской впадине остается мало замеченной при проложении железной дороги.

После пересечения железной дорогой р. Чумыш начинается Алтае-Саянская складчатая область. Как известно, она содержит черты древности «основных» структур, заложенных в докембрии (Восточный Саян), при каледонском орогенезе (Салаир, Кузнецкий Алагау) и в герцинское время (Кузнецкая котловина), и молодости движений, создавших разнообразный горный рельеф (Воскресенский, 1962). В этой области выделяются три гипсометрические ступени: наиболее низкая — межгорные впадины, занятые Кузнецкой и Минусинской кот-

ловинами, средняя — низкоегорье — Салаирский кряж и повышенная — Кузнецкий Алатау и Восточный Саян, пересекаемые железной дорогой на отметках около 1000 м (рис. 2).

Строение рельефа, резкое проявление физико-геологических процессов и явлений, а также направленность склоновых процессов создают сложную обстановку для проложения железной дороги через горно-складчатую область. Здесь первостепенное значение имеет расчлененность массивов и хребтов речной сетью.

Опыт строительства Южно-Сибирской магистрали показал, что только низкогорные сооружения типа Салаирского кряжа можно преодолеть, не пользуясь речными долинами. Но при этом в условиях попеременно-водораздельного хода резко возрастает объем земляных работ. Глубокие выемки с разгружающими полками для снижения энергии склона в делювиальных и элювиальных связных породах (формы рельефа, обязанные сносу и накоплению делювия, главенствуют), насыпи с массивными бермами являются обычными типами земляного полотна на Салаирском кряже. Уничтожение дернового покрова на откосах, трудности его восстановления, морозное выветривание рыхлых связных пород с потерей прочности создают новую обстановку для склоновых процессов, крайне невыгодную для ж.-д. пути.

Обычно в горах Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна железнодорожный путь придерживается тальвежной части речных долин и только при форсировании подъема или спуска на перевал трасса переносится на склоны. Поэтому при изысканиях железных дорог к числу важнейших морфометрических характеристик речных горных долин относятся рельеф дна, крутизна поворотов и строение склонов.

В расчленении Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна имеются свои особенности, обусловленные как геологической структурой каждой страны, так и зональностью геоморфологических процессов.

Остаточные массивы древней складчатой горной системы Кузнецкого Алатау вдоль магистрали расчленены поперечными долинами главных рек, в то время как на Восточном Саяне наблюдается решетчатый тип гидрографической сети: главные реки (Кизыр, Сисим, Мана) текут параллельно хребтам, а дочерние — в меридиональном направлении. Поэтому при проложении широтной направленности Южно-Сибирской магистрали для преодоления высотных рубежей на Кузнецком Алатау, используя более разработанные долины западного склона и благоприятное примыкание Минусинской котловины, построен только один тоннель, а на Восточном Саяне — четыре.

Подъем на Кузнецкий Алатау осуществлен по долине р. Томи и ее притоку Тузуксу, спуск — по Аскызу. Причем подъем со стороны Кузнецкой котловины более крут, чем спуск в Минусинскую котловину, так же как сам западный склон, лежащий на пути господствующих ветров, приносящих сюда большое количество осадков, круче сухого восточного.

Для рек Кузнецкого Алатау хорошо фиксируется комплекс нижних аккумулятивных террас в составе высокой поймы и первой надпойменной террасы, сохранившейся на немногих участках долины, но четко выявляющейся по галечниковому аллювию. В составе отложений поймы наблюдается фация руслового аллювия (галечник), пойменного (песок, супесь) и старичного. Русла рек делают пологие дугообразные повороты, что дает возможность здесь для бестоннельного проложения трассы на изгибах долины.

Пересечение Восточного Саяна сопряжено с особыми затруднениями, поскольку эта горная страна с точки зрения преодоления ее ли-



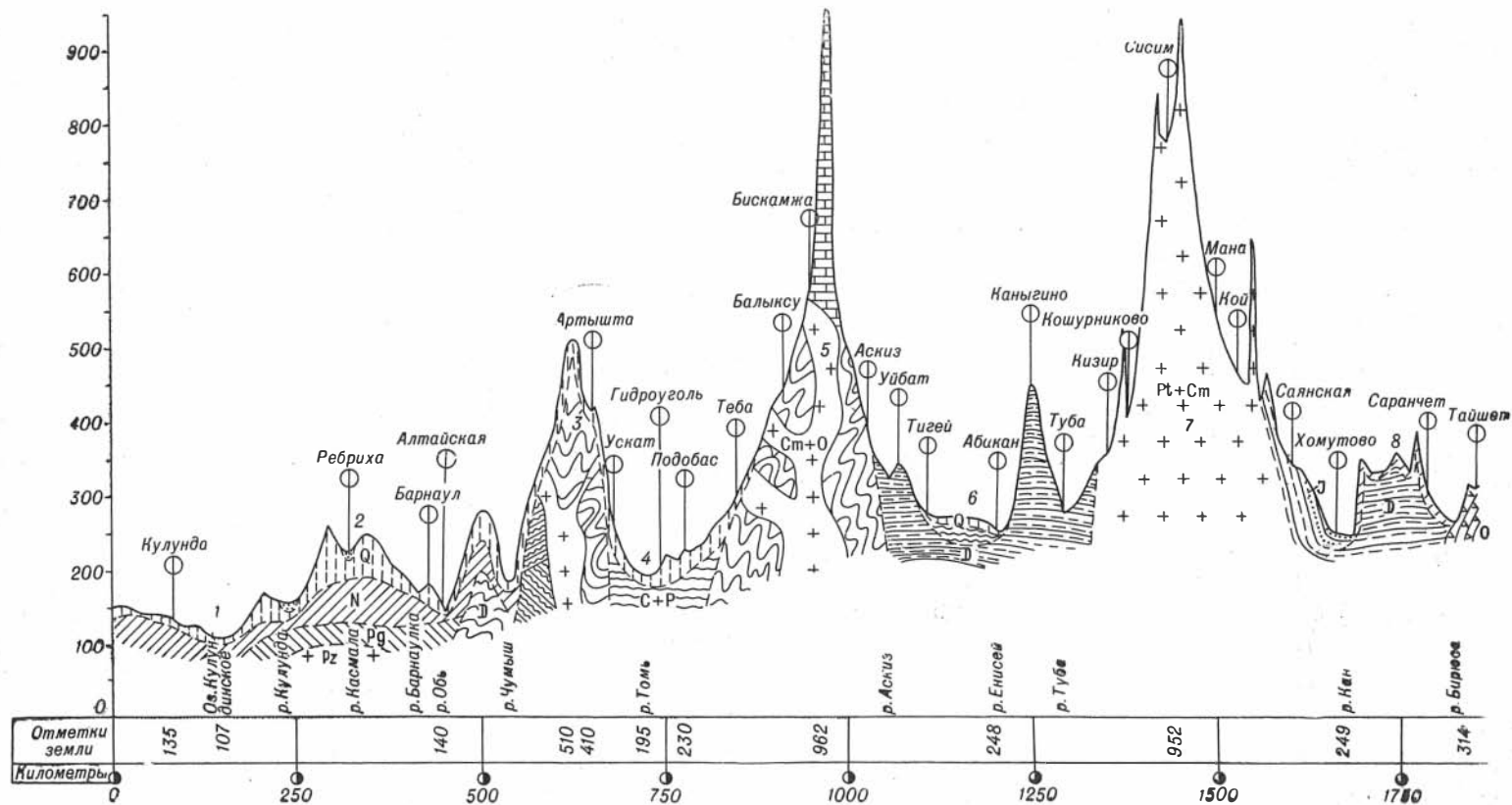


Рис. 2. Геоморфологический профиль вдоль Южно-Сибирской магистрали:

1 — Кулундинская впадина; 2 — Предгорное плато; 3 — Салаирский край; 4 — Кузнецкая межгорная впадина; 5 — Кузнецкий Алатау; 6 — Минусинская межгорная впадина; 6 — Восточный Саян; 7 — Средне-Сибирское плоскогорье.

нейными объектами оказывается более сложно построенной, как для вариантов железной дороги, следующих по долинам главных рек и выходящих на Транссибирскую магистраль в районе Нижнеудинска, так и для осуществленного строительством варианта с выходом в Тайшет, по которому пришлось пересечь несколько узких хребтов, поднятых на различную высоту.

По долине р. Ирба ж.-д. магистраль входит в Саян. Далее из р. Кизыра она по р. Джебь поднимается на Кизыр-Сисимский водораздел, пересекая его в тоннеле. Подъем на Сисим-Манский водораздел осуществлен по долине р. Сейбы, а спуск — по р. Кролу. Тоннель на этом водоразделе построен на отметках около 1000 м. Далее железная дорога проходит по меридиональному отрезку долины р. Маны и, наконец, пересекая тоннелем узкий, сильно расчлененный передовой хребет, выходит на Средне-Сибирское плоскогорье.

В стойких кристаллических породах долины рек имеют характер узкого ущелья. Незначительные уширения с террасированным дном наблюдаются при выходе долин на территории, занятые менее прочными породами. Продольный профиль отличается невыровненностью падения: на нем ясно видны крутые шиверы и перекаты. Особенно крутой продольный профиль, да и вообще молодость эрозийного вреза, наблюдается у рек, сформировавших свои долины на склонах хребтов. Стоит только подняться на водораздел, как становятся заметными остатки древних уровней выравнивания. Реки текут более спокойно, их русла извилисты.

В долинах рек Джебь, Крола уклон пути достигает 14%. На самих водоразделах (долины р. Козы, Сисима, верхний Крола) железная дорога уполживается до 5%.

Наибольший интерес представляет строение долины р. Маны, по которой ж.-д. линия проложена на протяжении около 50 км. Сперва, после впадения р. Крола, дорога проходит по широкому участку долины с полуторакилометровой поймой; затем следует участок, типичный для долин прорыва, где река имеет весьма узкую долину, направление которой меняется несколько раз на противоположное. После участка прорыва течение р. Маны становится спокойным, появляются глубокие излучины, русло делится на несколько рукавов (рис. 3, б). Здесь на коротком расстоянии (26 км) железная дорога, чтобы избежать подрезки у обвально-осыпного склона, трижды пересекает р. Ману, причем мощность галечникового аллювия на верхнем переходе равна 9 м, на среднем — 8 м и на нижнем — 7 м. Скальное ложе на верхнем мостовом переходе представлено кембрийскими закарстованными известняками, в которых бурением зафиксировано несколько зон дробления. На среднем мостовом переходе аллювий залегает на гранитах, на нижнем — на метаморфических породах протерозоя. Налицо приуроченность речной долины к ослабленным зонам, а степень разработанности и глубина эрозийного вреза обуславливаются литологией пород.

Указанные морфологические особенности встречаются обычно у перечисленных долин, которые мало подходящи для проложения железных дорог хотя бы даже по жестким требованиям плана пути: наименьший радиус закруглений может быть допущен только 300 м.

Из геоморфологических процессов на Кузнецком Алатау и Восточном Саяне наибольшие затруднения строительству железных дорог доставляют гравитационные и гравитационно-нивальные: обвалы и осыпи, снежные лавины, оползни делювиального мелкозема.

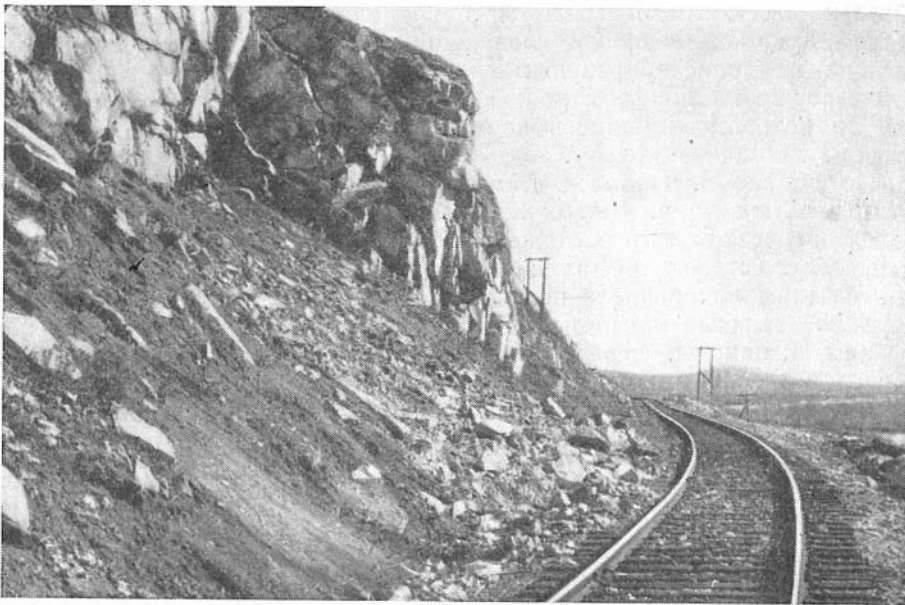


Рис. 3. Железнодорожный путь на русловой насыпи в Кузнецком Алатау (фото инж. И. П. Казимирова).

Часть поверхностей среднегорного эрозионного рельефа в этих двух горных странах покрыта каменистыми россыпями, спускающимися в виде узких лент (курумов) с вершин хребтов в речную долину. Движения курумов хотя и медленные, но крайне нежелательные для ж.-д. пути, особенно при подрезке склонов. Обычно лента курумов представляет скопление обломков параллелепипедальной формы из гранитной породы общей мощностью до 5 м, покоящихся на мелкоземистом субстрате.

Лавины являются следствием выпадения зимой большого количества снега (до 4 м в рыхлом виде и 3 м — в уплотненном). Но для того чтобы успел снег изменить свои физические свойства и стал подвижным, необходим особый режим температуры воздуха, инсоляции и вообще погодных условий. Все это имеет место в центральной части Кузнецкого Алатау и особенно в долине р. Томи. Здесь при изысканиях было выявлено 179 лавин, из них только незначительная часть с интенсивностью до 4 м<sup>3</sup> на 1 пог. м поперечной длины лавинного лотка, т. е. сравнительно безопасная для поездного движения. Сметая на своем пути препятствия, снежная лавина интенсивностью более 4 м<sup>3</sup> на 1 пог. м способна вызвать внезапные катастрофические разрушения ж.-д. пути.

Но все же в Кузнецком Алатау и на Восточном Саяне вдоль ж.-д. линии, по крайней мере на нижних ярусах горного рельефа, наибольшим распространением пользуются не склоны обвально-осыпного сноса и накопления или склоны, созданные совокупным действием нивальных и гравитационных процессов, а склоны плоскостного смыва и делювиального наполнения. Делювий часто представлен тонким мелкоземом, в котором при подрезке склона развиваются оползни.

В дополнение к перечисленным процессам, представляющим грозную опасность для железных дорог, следует указать на карстовые

формы рельефа (воронки, поноры, блюдца и пещеры), созданные выщелачиванием в карбонатных породах кембрия, развитых в Кузнецком Алатау и на Саяне. Дебит источников карстовых вод (по данным геолога П. Г. Гребенникова), образовавших эти пустоты, достигает 200 л/сек, а коэффициент активности процесса 0,1—0,4%.

Принимая во внимание строение рельефа и направленность склоновых процессов, при отыскании оптимальных вариантов трассы в Кузнецком Алатау и Саяне ее положение на пойме и даже частично в русле (если пойма и террасы отсутствуют) почти всегда оказывалось более предпочтительным перед косогорными вариантами. При технико-экономическом сравнении вариантов трассы железной дороги выяснилось, что эрозирующая деятельность реки в отношении земельного полотна с учетом исторических паводков менее опасна, чем резкое проявление быстротекущих на склонах гравитационных процессов. Наличие грубого аллювия или — под маломощным делювием на склонах — крепких, но раздробленных тектоникой и выветриванием скальных грунтов позволяет организовать круглогодично механизированные работы по сооружению земляного полотна (рис. 4, а).

Этот важнейший вывод практики, полученный при строительстве Южно-Сибирской магистрали, решающим образом влияет на направленность геологических исследований при трассировании по речным долинам в горных районах. Вместо предпочтительного детального изучения склонов, со всеми отсюда вытекающими инженерно-геологическими проблемами, инженеру-геологу теперь приходится не менее детально исследовать комплекс нижних террас, решая при этом задачу обеспечения сооружения земляного полотна из соответствующих местных строительных материалов.

Примером рационального варианта трассы в горных районах можно привести положение железной дороги в долине р. Томь выше станции Теба. Здесь пришлось сравнивать сильно инсолируемые и, следовательно, более проветриваемые и сухие склоны южной экспозиции (правый берег) со склонами северной экспозиции (левый берег). Окончательным принят левобережный вариант, как имеющий меньше проявлений курумов и лавин, хотя по другим показателям он уступает противоположному берегу.

Межгорные впадины — Кузнецкая и Минусинская котловины — занимают как бы промежуточное положение между равниной Западно-Сибирской низменности и горными районами. На их территории кристаллический фундамент, залегающая под мощной толщей угленосных отложений, уступает свое влияние поверхностным образованиям. В этом отношении эти территории при ж.-д. строительстве похожи на низменность, отличаясь от нее по эрозионному расчленению, что особенно наблюдается для Кузнецкой котловины.

Наиболее сложные участки железной дороги в Кузнецкой котловине — спуск с Салаирского кряжа и пересечение крупной долины р. Томи. При преодолении довольно заметного снижения высот по направлению к оси котловины затрачены объемы земляных масс, мало чем отличающиеся от горных районов, а местный водораздел пересечен километровым тоннелем. При подрезке склонов делювиального накопления приходится принимать в расчет появление оползневых процессов. К числу неблагоприятных факторов также следует отнести ограниченные возможности получения кондиционного грунта для насыпей. Большие объемы вынутого грунта из выемок пришлось складировать в кавальеры, зато для насыпей использовался грунт из удаленных от трассы резервов.

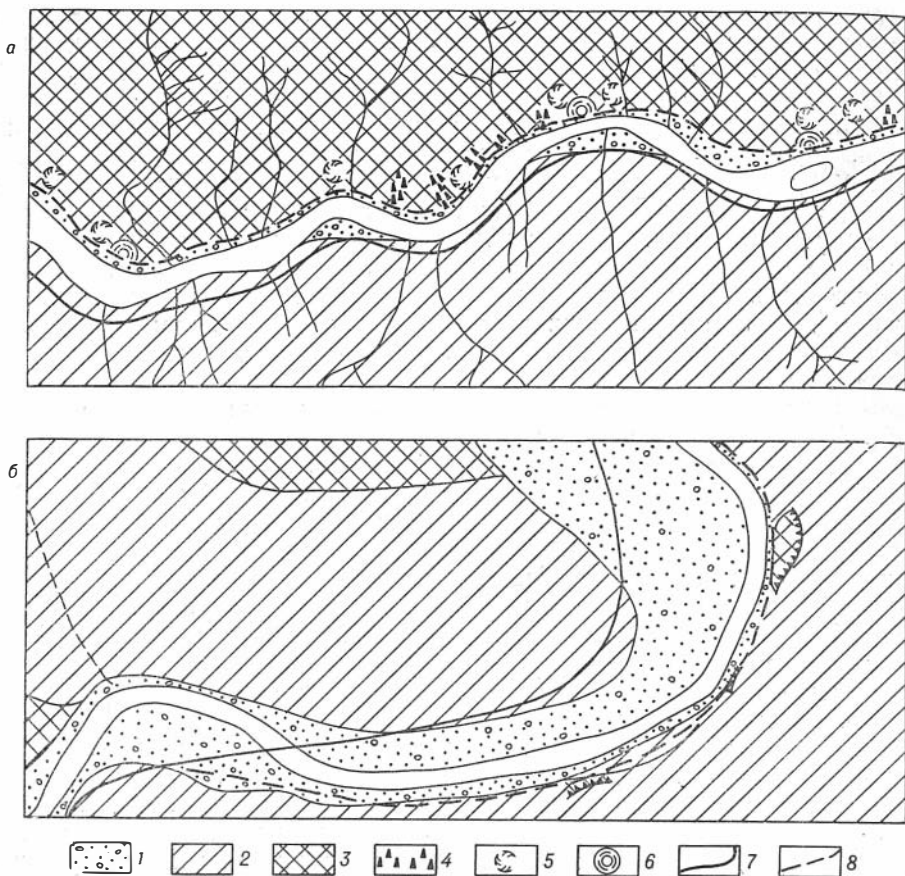


Рис. 4. Положение трассы железной дороги в речных долинах горных стран:

а — Кузнецкий Алатау; б — Восточный Саян.

- 1 — комплекс нижних голоценовых террас; 2 — склоны делювиального сноса и накопления; 3 — склоны гравитационного, гравитационно-ниваляльного сноса и накопления; 4 — курумы; 5 — лавины; 6 — оползни; 7 — железная дорога; 8 — один из вариантов железной дороги.

Минусинская котловина, пересекаемая железной дорогой на протяжении около 250 км, несет в себе черты и эрозионно-денудационного и аккумулятивного рельефа. Для долин главных рек котловины — Енисея, Абакана и Тубы — характерны широкие поймы и дробление русла на несколько рукавов. Все это затрудняет отыскание удачных мостовых переходов. Только местами имеются сужения в массивах из трудно-размываемых пород.

На западной засушливой половине впадины весьма заметна ветровая денудация, проявляющаяся в образовании котловин выдувания, в усложнении поверхности на площадях распространения песчаных грунтов, в эрозии почв и песчаных заносах пути. Ветровой перенос материала из Минусинской котловины распространяется до Восточного Саяна. В подтверждение этому можно сослаться на наблюдения геолога В. П. Поллера, видевшего «грязный» дождь на Сисим-Манском водоразделе после песчаной бури на равнине.

В пределах Средне-Сибирского плоскогорья магистраль проходит через Канско-Рыбинскую впадину и Ангаро-Чунское трапповое плато, примыкающее к долине р. Бирюсы. Широкие долины рек, пологие,

плосковыпуклые междуречья, отлогие склоны, без свежего эрозионного вреза, создают картину типичного равнинного рельефа (Воскресенский, 1962). Разуплотненные глинистого состава осадочные породы палеозоя способны быстро выветриваться, что, в свою очередь, ведет к резкому оживлению старых и проявлению новых оползней.

Поскольку анализ аллювия рек позволяет в какой-то мере судить о новейшей тектонике и общей направленности склоновых процессов, изучение геологических разрезов мостовых переходов дает возможность сделать следующие выводы.

В Кузнецком Алатау, Восточном Саяне направленность склоновых процессов такова, что поток, какой бы мощности он ни был, не в состоянии унести всю массу материала, поступающего со склонов. На всех переходах рек при разведке встречен галечниковый аллювий мощностью до 9 м. Эта закономерность с успехом использовалась при мостостроении: для фундаментов опор мостов не представляет больших затруднений прорезать такой аллювий и установить их на скальный грунт.

Только для Минусинской котловины у подножия Восточного Саяна, судя по мостовому переходу через р. Тубу, наблюдается тектонически подвижная зона с тенденцией к погружению. Разведочным бурением здесь вскрыта мощность галечников более 20 м. Новейшее опускание части Минусинской котловины распространяется от Саянских предгорий на запад вплоть до г. Абакана, где мощность грубого аллювия достигает 40 м. Своеобразный разрез, подчеркивающий несколько фаз опускания и аллювиальной агградации различного по механическому составу материала, наблюдается на мостовых переходах через р. Енисей и Минусинскую протоку около г. Минусинска. Причем скальное днище протоки, малодетального рукава Енисея, лежит на 6—8 м выше днища материнской реки. Вероятно, появление протоки произошло после того, как уже существовало эрозионное русло Енисея глубиной на эту величину и имел место прогиб.

Для Кузнецкой котловины такая отсутствует. Ограниченная мощность аллювия наблюдается сразу же на выходе из Кузнецкого Алатау и далее вниз по течению. Имеет место лишь небольшое возрастание мощности аллювия, характерное для всех рек по мере продвижения от верховий к устью. Напрашивается мысль, что в новейшее время горная страна и межгорная впадина имели, как по знаку, так и по интенсивности, одинаковые подвижки. Гористость восточной части котловины вдоль ж.-д. линии, примыкающей к Кузнецкому Алатау, вероятно, определяется этой же причиной.

Таким образом, на примере изысканий и строительства Южно-Сибирской магистрали ясна роль геоморфологических характеристик местности и особенно проявление активных экзогенных рельефообразующих процессов — флювиальных и гравитационных (см. таблицу).

Данные геоморфологических наблюдений, полученные попутно при производстве инженерно-геологических исследований, могут найти отражение на специальных картах для выбора направления ж.-д. линий (М 1:100000—1:200000), разработки технического проекта (М 1:5000—1:100000) и составления рабочих чертежей (инженерно-геологические планы М 1:1000—1:2000). Некоторые из геоморфологических характеристик территории прямо отражаются на картах, другие получают цифровые отражения (Ермаков, 1961).

Геоморфологические факторы при изысканиях железных дорог являются одним из решающих критериев для установления рациональ-

№ района на профиле	Наименование геоморфологических районов	Основные геоморфологические процессы и их прогнозирование на период строительства и эксплуатации	Зависимость местоположения трассы, конструкции земляного полотна, типов оснований мостовых сооружений, тоннельных массивов от основных геоморфологических характеристик территории	Объемы земляных работ на 1 км пути, м³	Количество искусственных сооружений на 1 км пути	Объем разведочных работ на 1 км пути, пог. м	
						бурение	шурфование
1	Кулундинская впадина	Аккумуляция. Осадки насыпей на солончаковых болотах	Наименьший коэффициент развития трассы, исключительно невысокие насыпи. Однородные и слоистые основания с ограниченной несущей способностью. Тоннельные пересечения отсутствуют	20000	0,2	17	2
2	Предгорное плато	Эрозия небольшими массами воды (слой стока <100 мм). Активизация эрозийного фактора вдоль берегов крупных рек. Оврагообразование, речная абразия	На склонах плато положение трассы лимитируется возможностями руководящего уклона. Невысокие насыпи, неглубокие выемки. На болотах (в древних ложинах стока) насыпи из пылеватых песков с пологими откосами 1:8. Крепление водотоков и подмываемых берегов. Однородные и слоистые основания с ограниченной несущей способностью. Тоннели отсутствуют	30000	0,5		
3	Салаирский кряж	Эрозионно-денудационный рельеф. Большое распространение склонов делювиального накопления. Оползни на откосах выемок и насыпей	Поперечно-водораздельный напряженный ход с большими объемами земляных работ. Крепление нагорных канав и откосов. Тоннельные массивы сложного складчатого строения с разрывными дислокациями	150000	1,2	160	10

4	Кузнецкая межгорная впадина	<p>Эрозионно-денудационная равнина, на востоке — гористая. Склоны делювиального накопления.</p> <p>Оползни на откосах, осадки насыпей на пойменных болотах, оврагообразование</p>	<p>Напряженный спуск в осевую часть котловины по крутопадающим долинам второстепенных рек, в гористой восточной части — трасса на широкой пойме р. Тоть.</p> <p>Слоистые основания из связных грунтов с ограниченной несущей способностью и слоистые прочные на грубообломочном аллювии и породах коренной основы.</p> <p>Тоннельные массивы с горногеологическими ярусами простого складчатого строения без существенных разрывов сплошности</p>	80000	0,9	85	5
5	Кузнецкий Алатау	<p>Среднегорный эрозионно-денудационный рельеф. Склоны гравитационного, гравитационно-флювиального и делювиального сноса и накопления. Карстовые формы рельефа</p> <p>Обвальные явления, лавины, подвижки делювия, речная абразия, осадки насыпей на пойменных болотах</p>	<p>Пересечение главного хребта по поперечным долинам главных рек. Ж.-д. путь на низких террасах, реке — склонах.</p> <p>Насыпи из крупнообломочного материала, защита пути от обвалов и снежных лавин.</p> <p>Слоистые прочные основания на грубообломочном аллювии и породах коренной основы, а также основания с достаточной прочностью на суглинисто-щебенистых отложениях.</p> <p>Тоннельные массивы с горногеологическими ярусами сложного складчатого строения с разрывом сплошности</p>	80000	1,4	—	



Окончание табл. 1

№ района на профиле	Наименование геоморфологических районов	Основные геоморфологические процессы и их прогнозирование на период строительства и эксплуатации	Зависимость местоположения трассы, конструкции земляного полотна, типов оснований мостовых сооружений, тоннельных массивов от основных геоморфологических характеристик территории	Объемы земляных работ на 1 км пути, м <sup>3</sup>	Количество искусственных сооружений на 1 км пути	Объем разведочных работ на 1 км пути, пог. м	
						бурение	шурфование
6	Минусинская межгорная впадина	Эрозионно-денудационная равнина, у подножия гор — аккумулятивные формы рельефа. На западе котловины — ветровая денудация Оврагообразование, развевание	Спокойный ход, близкий к воздушной прямой. Невысокие насыпи. Усложнение условий в восточной части.	10000	0,6	—	
			Слонстые прочные основания на грубообломочном аллювии (имеющем повышенную мощность в подвижной зоне) и жестких размягчающихся глинах (породах коренной основы). Тоннели отсутствуют	30000	0,5		
7	Восточный Саян	Среднегорный эрозионно-денудационный рельеф. Гравитационный и делювиальный снос и накопление. Реликтовые формы оледенения Обвальные явления, поджки делювия	Крутой подъем на хребты по поперечным долинам второстепенных рек, некоторое уполаживание ж. д. пути на водоразделах. Трасса на узких днищах долин и склонах. Насыпи из крупнообломочного материала Основания с достаточной прочностью на щебенистых делювиальных отложениях и грубообломочном аллювии, а также весьма прочные основания на скале. Массивы тоннелей с горногеологическими ярусами сложного складчатого строения, интрузированные магматическими телами	100000	1,2	100	40
8	Средне-Сибирское плоскогорье	Эрозионно-денудационная равнина со слабым современным эрозионным врезом. Вблизи Бирюсы — трапповое поднятие, активизация процессов Оползни на откосах и склонах	Поперечно-водораздельный ход, реже — по долинам. Ж.-д. путь преимущественно на склонах. Противооползневые мероприятия. Основания на жестких, быстро выветривающихся глинах с потерей прочности, а также на грубообломочном основании и делювиальных отложениях. Тоннели отсутствуют	50000	0,6	—	—

ного объема и характера разведочных работ при инженерно-геологическом и гидрогеологическом опробовании грунтовых толщ.

Объемы разведочных работ и вообще инженерно-геологического опробования грунтовых толщ имеют прямую связь с объемами земляных масс, потребовавшихся для сооружения ж.-д. пути на Южно-Сибирской магистрали, и количеством водопропускных мостов и труб. В свою очередь технические устройства пути зависят от строения земной поверхности.

Чем сложнее дневная поверхность — продукт противоречивого взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, чем больше глубина и частота расчленения, тем большие объемы земляных масс требуются для сооружения ж.-д. пути и тем сложнее его конструкции. Эта зависимость наглядно иллюстрируется таблицей.

Свойства грунтов, особенно режим их влажности, находятся в прямой зависимости от строения рельефа: определенным группам форм рельефа соответствуют их коррелирующие отложения со своими показателями физико-механических свойств.

Бесчисленное количество показателей физико-механических свойств грунтов удается прпустить через приемы статистического аппарата, используя за отправную базу генетический тип грунта. Именно так были найдены зависимости между сдвигающими усилиями и природной влажностью у делювиальных связных грунтов на линии Артышта — Подбас или зависимость деформативных характеристик оснований от простейших свойств борových песков Приобья (Ермаков, Шаров, 1962).

Даже когда приходится расчленять то или другое основание на инженерно-геологические элементы, знание геоморфологических особенностей строительной площадки дает геологу дополнительный и рациональный прием. Прогнозирование изменения влажности мелкодисперсных пород можно рассматривать как функциональную зависимость от климатических, именно погодных условий, и влагопроводных свойств грунта.

Общеизвестна роль геоморфологических наблюдений при поисково-разведочных работах на строительные материалы. Строительство Южно-Сибирской магистрали базировалось на местные ресурсы этого сырья.

После того как геоморфологические характеристики местности находили отражение на инженерно-геологических картах, облегчалась задача по сосредоточению поисков, так как геоморфологическое картирование позволяет точно наметить возможную локализацию месторождений, их размеры, относительную обогащенность и строение (Башенина, Леонтьев и др., 1962)

#### ЛИТЕРАТУРА

- Башенина Н. В., Леонтьев О. К. и др. Методические указания по геоморфологическому картированию и производству геоморфологической съемки в масштабе 1 : 50000 — 1 : 25000. Изд. МГУ, 1962.
- Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. Изд. МГУ, 1962.
- Голов А. Е., Коломенский Н. В., Смирнов Л. Н. Вопросы унификации инженерно-геологических исследований (мат-лы, принятые в качестве типовых, Вторым совещанием руководителей геологических органов — членов СЭВ). М., «Недра», 1964.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1948.
- Ермаков И. Г., Шаров В. И. Зависимость величины модуля деформации пылеватых песков Западной Сибири от коэффициента пористости. Тр. Новосибирского ин-та инженеров ж.-д. транспорта, вып. XXVIII, 1962.

- Коломенский Н. В., Комаров И. С. и др. Инженерная геология. М., «Наука», 1964.
- Мартынов В. А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи). Тез. докл. Всесоюз. междувед. совещания по изучению четвертичного периода 16—17 мая 1957 г. (АН СССР), секция Западной Сибири и Урала. М., 1957.
- Молчанов И. А. Восточный Саян. «Очерки по геологии Сибири», вып. 5, 1934.
- Попов И. В. Инженерная геология. Изд. МГУ, 1959.
- Спирidonov А. А. Геоморфологическое картографирование. М., Географгиз, 1952.
- Цербакова Е. М. К вопросу об истории развития Восточного Саяна. Тр. Комис. по изучению четвертичного периода, вып. 13, 1957.
- Шукин И. С. Общая геоморфология, ч. I и II. Изд. МГУ, 1960, 1964.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Минусинского края. ТИГ, вып. 22, 1936.
- Яворский В. И. (ред.). Кузнецкий бассейн. «Геология СССР», т. XVI, М.—Л., Госгеолиздат, 1940.
-

# ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПОЛИГОНАЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА НА ПРИМЕРЕ ЕНИСЕЙСКОГО СЕВЕРА

---

Л. С. ХОМИЧЕВСКАЯ

(Отдел геокриологических проблем  
в строительстве ПНИИИСа Госстроя СССР)

Границу распространения полигонального рельефа справедливо связывают с областью формирования и распространения повторно-жильных льдов, которые могут относиться как к современным образованиям, так и к реликтам — ископаемым льдам, соответствующим по возрасту вмещающим породам.

К наиболее известным и изученным формам полигонального рельефа относятся ранние стадии его развития: плоские безваликовые полигоны и вогнутые валиковые формы с болотцами или озерами в центрах полигонов.

В процессе развития формы полигонального рельефа претерпевают ряд последовательных преобразований и на отдельных стадиях приобретают морфологический облик, на первый взгляд, не имеющий ничего общего с начальными формами полигонального рельефа. Более того, отдельные формы этого рельефа часто объединяются в одну систему с образованиями, по природе своей отличными от полигональных форм, но внешне сходными с ними.

Широкое развитие сети морозобойных трещин на поверхности тундры отмечалось в научной литературе еще в первой половине прошлого столетия (Фигурин, 1823; Врангель, 1820—1824; Шренк, 1848, и др.). Для территории Енисейского Севера полигональные формы описаны А. Ф. Миддендорфом (1860), А. И. Лопатиным (1897) и др.

Особое значение для понимания природы полигональных образований и сети морозобойных трещин имели исследования и взгляды А. А. Бунге (1895). Он произвел наблюдения над процессами образования жильных льдов в морозобойных трещинах, установил генетическую связь начальных форм полигонального рельефа с образованием жильного льда. Это дало ему возможность утверждать о широком распространении ледяных жил на обширных пространствах тундры.

Возникшие впоследствии представления о природе крупных масс подземных льдов как снежных или ледниковых образований (Толь, 1892, 1894, 1895, 1897; Воллосович, 1915; Григорьев, 1926; Ермолаев, 1932, 1933; Гусев, 1938, 1940; Сакс, 1936, 1952, и др.) приостановили правильное развитие взглядов на характер распространения и природу полигональных форм рельефа, обусловленных всецело процессом роста и деградации повторно-жильных льдов, породили неправильные взгляды на происхождение отдельных форм этого рельефа и, в частности, на природу так называемых бургристых образований как торфянистых, так и минеральных, распространенных в

Западно-Сибирской низменности не только в тундре, но и в северной части таежной зоны.

Проблеме бугристых образований посвящен ряд научных статей. О природе этих образований высказано много мыслей. Тем не менее, для большинства ученых вопрос об их происхождении до сих пор не решен однозначно. Геологи-четвертичники, ботаники-географы и даже мерзлотоведы до сих пор считают эти образования реликтами: одни послеледниковой эпохи, другие периода, наступившего после климатическо-

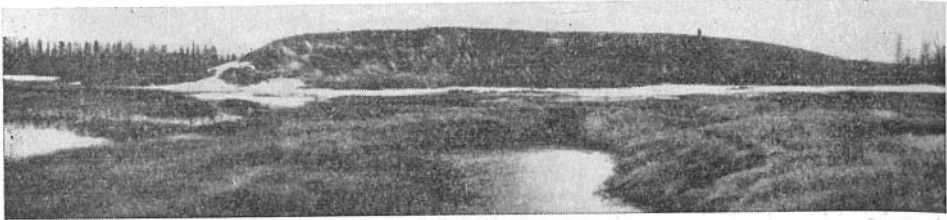


Рис. 1. Останцы жильно-полигонального рельефа в районе г. Игарки; на переднем плане зарастающий термокраст (фото Л. А. Мейстера).

го оптимума. Исходя из этого, строятся палеогеографические гипотезы об условиях, существовавших в период их формирования. Большинство исследователей считает их современными буграми пучения (Драницын, 1912; Городков, 1928; Пчелинцев, 1964, и др.).

И только чрезвычайно кропотливые исследования значительной части советских мерзлотоведов как в области теории морозобойного трещинообразования (Городков, 1950; Достовалов, 1952, 1958, 1961; Попов, 1950, 1952, и др.), так и по вопросу о сингенетическом повторно-жильном образовании основных масс подземных льдов (Попов, 1952, 1953, 1955; Достовалов, 1952; Шумский, 1952, 1955, 1959, 1960, и др.), а также многочисленные региональные исследования различных форм полигонального рельефа (Андреев, 1931—1955; Городков, 1928—1950; Пьявченко, 1955; Попов, 1953, и др.) выявили природу бугристых образований в качестве форм остаточного жильнополигонального рельефа (рис. 1). С установлением природы бугристых образований были полностью восстановлены все звенья развития жильно-полигонального рельефа.

В связи с интенсивным изучением полигональных форм в советский период были разработаны классификационные схемы форм этого рельефа. К ним следует отнести схему последовательного развития трещиноватых болот на Севере Западно-Сибирской низменности, составленную В. А. Андреевым (1938), Б. Н. Городковым (1950), Н. И. Пьявченко (1955) и др. Схемы эти не имеют универсального характера, потому что исходят либо из неверных предпосылок о возникновении и развитии полигонального рельефа, либо отражают частные случаи развития этого явления.

Систематизацией форм полигонального рельефа много занимался Б. И. Втюрин (1956, 1961, 1963). Составленная им таблица генетического ряда отражает последовательное развитие форм жильно-полигонального рельефа от зарождающихся до полного их разрушения (см. табл.). Наиболее существенным в этой таблице является выделение основных последовательно сменяющихся стадий (видов) развития жиль-

но-полигонального рельефа: плоской, валиковой, выровненной, термокарстовой и остаточной. Морфология же полигонов, в зависимости от характера морозобойного растрескивания, роста и деградации жильных льдов, может носить региональные черты развития (бугристо-западинный рельеф, блочный рельеф, байджарахи, бугристые торфянки и др.).

Таблица Б. И. Втюрина разработана безотносительно к особенностям регионального развития этого рельефа. Поэтому она может

Генетический ряд форм жильно-полигонального рельефа (по Б. И. Втюрину)

Виды рельефа	Этапы развития рельефа		Форма полигонов
	стадия	подстадия	
Плоский Валиковый	Рост	Начальная	I. Плоские безваликовые II. Вогнутые валиковые с болотцами в центре
		Зрелая	
Выровненный	Планиция поверхности и консервация ледяных жил		III. Плоские слабо выраженные со с niveлировавшимися валиками, с заросшими болотцами; бесполигональная поверхность
Термокарстовый	Разрушение	Начальная	IV. Плоские безваликовые с узкими бороздами протаивания V. Валиковые с бороздами протаивания между валиками VI. Выпуклые безваликовые, округлой формы в плане с широкими, но неглубокими бороздами протаивания
		Зрелая	VII. Выпуклые безваликовые с глубокими бороздами протаивания VIII. Конусовые останцы полигонов округлой формы в плане с широкими и глубокими бороздами протаивания («байджарахи») IX. Термокарстовые котловины («аласы») X. Выпуклые: часто округлые в плане, с псевдоморфозами или пустотами по ледяным жилам
Остаточный		Остаточная. Полное вытаивание ледяных жил	XI. Слабо выпуклые, округленные или вытянутые в плане, среди заболоченных пространств (остаточно-полигональные болота)

казаться на первый взгляд собирательной схемой, характеризующей полигональный рельеф вообще. Правильность в последовательности развития отраженного в ней рельефа подтверждается характером распространения жильно-полигональных форм на территории Енисейского Севера. Полигональные формы рельефа приурочены здесь к участкам, сложенным с поверхности современными или древними озерно-аллювиальными отложениями. Представлены такого типа отложения преимущественно мерзлыми торфяно-илистыми осадками или пылевато-илистыми суглинками, сильно льдистыми, часто перекрытыми торфом. Значительная часть осадков, подвергавшихся полигональному растрескиванию и накапливавших в своем составе мощные повторно-жильные льды, относится, по-видимому, к отложениям пойм, стариц, речных лайд и прирусловых отмелей.

Исследования Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР и других организаций в долине Енисея, в бассейне р. Пясины,

в Норильском и других районах Енисейского Севера установили широкое распространение различных видов и форм жильно-полигонального рельефа как на участках современных речных и озерных пойм, так и на более высоких элементах рельефа этого региона, сложенных древними озерно-аллювиальными отложениями.

Анализ данных о характере распространения форм этого рельефа и о составе отложений, слагающих территории, позволил выявить зональную закономерность в распределении отдельных видов криогенного полигонального рельефа. Наблюдается следующее замещение форм полигонального рельефа с севера на юг.

Формы плоского и валикового рельефа распространены в тундровой части Енисейского Севера и возникают в настоящее время только в этой зоне. Приурочены они, главным образом, к пойменным террасам низовьев Енисея, к бассейну р. Пясины и к другим пониженным местам Таймырской депрессии. В. Н. Сакс (1945) считает, что наиболее благоприятные для возникновения жильных льдов условия имеют место, по-видимому, в средней части Таймырской депрессии между 71 и 73° с. ш. Здесь «ледяные жилы» среди современных речных осадков встречаются наиболее часто. С ростом жил связано и развитие форм криогенного полигонального рельефа на первых стадиях его развития.

В бассейне Пясины они охарактеризованы в районе мыса Входного, о. Тарей и в других местах участниками Пясинской экспедиции АН СССР (Пчелинцев и др., 1950). Здесь часто плоские озерковые и валиковые формы встречаются на одних и тех же отрезках поймы и заменяют друг друга по мере удаления от русла реки и улучшения дренажа. Более того, в местах слабого накопления аллювия полигоны зарастают и выравниваются; они сменяются плоскобугристыми торфяниками. Повторно-жильные льды на таких участках прекращают рост, консервируются и, как правило, могут не обнаруживаться на поверхности тундры.

Но чаще описываются выровненные поверхности, затронутые уже карстовыми процессами на начальной стадии. Они имеют самые неожиданные формы.

На Таймыре — в горах Бырранга — А. М. Гусев наблюдал полигональные образования без валиков и озерков. На правом берегу западной вершины р. Тарей-Курулак быгай (Тарей впадает в р. Пясина) он наблюдал на площади 2—2,5 км<sup>2</sup> правильную прямоугольную сеть глубоких овражков. Глубина их 2—2,5 м, ширина 1,5—2,0 м. Овражки образуют прямоугольные поверхности со сторонами в среднем 10 × 15 м. Тупики овражков сужены, оканчиваются узкой щелью (трещиной) с нависшей над нею дерновиной. Мощность торфяно-мохового покрова около 25 см, под ним залегает лед, насыщенный пузырьками воздуха. Лед, обнажающийся в стенках оврагов, перемежается с вмещающими их мелкоземистыми осадками, которые характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью, всегда загнутой вверх на границе со льдом.

А. М. Гусев объяснил чередование системы породы — лед заполнением промоин в толще льда грязевыми выносами. Таким образом, он считал, что эти льды формировались не в процессе развития полигонов, а значительно раньше. Такие формы на основании приведенной выше классификационной схемы следует отнести к формам начальной стадии термокарстового полигонального рельефа. А. М. Гусев наблюдал и ряд других форм полигонального рельефа как в пределах Таймырской депрессии, так и в других районах Севера.

Представляет интерес один из выводов о развитии полигональных форм рельефа, сделанный А. М. Гусевым. Он ограничивает, например; распространение полигональных форм  $72^{\circ}$  с. ш., приурочивая их к зоне арктической тундры. Но этой зоной следует ограничивать лишь распространение форм первой и второй стадий развития жильно-полигонального рельефа. Южнее формы рельефа этих стадий на Енисейском Севере действительно развиты только на специфических узлокоальных участках.

Таймырская депрессия в природном отношении изучена еще слабо, но по всем признакам повторно-жильные льды распространены здесь широко.

В. Н. Сакс в верховьях р. Дудыпты (правый приток р. Пясины) встречал «ледяные жилы» в суглинках. В разрезе пойменной террасы р. Пупы (левый приток Пясины), по данным фотографии, приведенной в работе В. Н. Сакса, видимая мощность льда более 4 м и протяженность их около 20 м. На широкое распространение повторно-жильных льдов имеются указания участников Пясинской экспедиции АН СССР. Но о характере распространения жильных льдов, их мощности можно судить не только по непосредственным наблюдениям за обнажающимися льдами, но прежде всего по степени развития тех или других форм жильно-полигонального рельефа.

Содержание таких льдов в составе пород современной долины Пясины и в береговых отложениях некоторых современных озер обуславливает, как было показано выше, на поверхности поймы развитие плоских безваликовых, а затем и валиковых форм жильно-полигонального рельефа. На более дренированных участках поймы и в пределах надпойменной террасы можно встретить уже выровненные формы этого рельефа, так называемые моховые полигоны (Пчелинцев и др., 1950). Но массовое развитие выровненных форм жильно-полигонального рельефа приурочено к террасам древней долины Пясины, занимающей более высокие и сухие участки Таймырской депрессии. Здесь повторно-жильные льды находятся в стадии консервации и, как правило, ничем не обнаруживаются на поверхности тундры. Но в краевых частях происходит усиленное разрушение таких поверхностей и, по видимому, в первую очередь за счет вытаивания повторно-жильных льдов.

Полигональные образования на различных стадиях развития и разрушения отмечались сотрудниками Таймырской экспедиции АН СССР на всем протяжении долины Пясины от мыса Входного до р. Дудыпта ( $70^{\circ}$  с. ш.). Особенно больших разрушений такие формы достигли в пределах надпойменной террасы Пясины. Терраса в краевой части расчленена на отдельные столовые возвышенности узкими, но глубокими долинами, которые встречаются на отдельных участках не реже чем через каждые 0,75—1,00 км по реке.

Представление о скорости разрушения берегов в долине Пясины, сложенных отложениями с повторно-жильными льдами, дают сведения, приведенные в статье А. Н. Толстова (1961). На острове Тарейском, где на поверхности надпойменной террасы широко развиты еще валиковые формы полигонального рельефа, экспедиция встретила в береговом обрыве мощные повторно-жильные льды. В результате подмыва террасы река в этом месте вскрыла по простирацию систему повторно-жильных льдов, которая тянулась вдоль берега на 200 м и поднималась по высоте более чем на 5 м, а на берегу наблюдались нагромождения глыб из разрушенных пород.



А. Н. Толстов отмечает, что за период с 21 июля по 10 августа обнаженная система повторно-жильных льдов вытаяла. Этот факт дает яркое представление об интенсивности процесса разрушения как пород, содержащих повторно-жильные льды, так и ими обусловленных форм полигонального рельефа, если льды вскрываются и подвергаются воздействию экзогенных факторов.

О распространении «холмистых ландшафтов» по краям более высоких уровней Таймырской депрессии, особенно обращенных к речным долинам, писал В. Н. Сакс (1945). Он объяснял их образование эрозионными процессами. Не исключена, однако, возможность, что они образовались при вытаивании реликтовых повторно-жильных льдов, а в дальнейшем разрабатывались под влиянием эрозии, термокарстовых процессов и других агентов расчленения поверхности, которые хотя и более медленно, но непрерывно воздействовали на образовавшиеся формы и превращали первоначально выровненные поверхности в «холмистые ландшафты». Такая интерпретация возможна, если учесть, что мощные залежи льдов встречаются в Таймырской депрессии в отложениях почти всех стратиграфических горизонтов. По данным В. Н. Сакса, ледяные жилы содержатся даже в ранчетвертичных суглинках, которые он исследовал в сурховьях р. Дудыпта, где, по его мнению, льды прошли длительный процесс роста.

Территории с выраженным жильно-полигональным рельефом наиболее опасны для освоения, так как вытаивания льдов приводят к катастрофическим разрушениям строящихся объектов.

На южной окраине Таймырской депрессии вблизи уступа Средне-Сибирского плоскогорья, там, где Пясины и ее притоки, по мнению В. Н. Сакса, прорезают конечные моренные гряды, встречаются наиболее мощные залежи льда. Видимая мощность льда в обнажениях по берегам рек и оврагов либо в обрывах, обращенных к озерам, достигает, по данным В. Н. Сакса, 8 м. В трещинах, параллельно берегу, протяженность их порядка 15—30 м. Крупные скопления подземных льдов в предгорьях Норильских гор мощностью более 10 м отмечали В. Ф. Тумель и другие сотрудники Норильской экспедиции АН СССР (1937—1938).

До сих пор нет твердых высказываний о характере образования таких льдов. Но приуроченность их к осадкам водного происхождения (Сакс, 1945), к берегам озер, рек и оврагов свидетельствует об их тесной связи с этими формами и, по-видимому, об их жильном происхождении.

Широко развиты они также в древнеозерных и речных отложениях Норильской депрессии. На участках же массового вытаивания этих льдов образуются так называемые «камовые поля». По морфологии они напоминают участки термокарстовых и остаточных форм жильно-полигонального рельефа.

В районе Усть-Енисейского Порты и других местах низовьев Енисея на заболоченных участках поймы отмечается развитие плоских и валиковых форм полигонального рельефа. В пределах более высоких поверхностей есть указания на развитие выровненных форм жильно-полигонального рельефа.

Южнее Усть-Енисейского порта почти вся приенисейская территория отнесена геологами к краевой ледниковой аккумулятивной равнине. Но и здесь объяснение многих форм рельефа действием только ледника и ледниковых вод вызывает сомнения.

Рассмотрим наиболее изученный в мерзлотном отношении Дудинский район. В материалах Норильской экспедиции АН СССР (Тумель,

Мордвинов, 1938) и во многих научных работах и статьях (Суслов, 1935; Толстов, 1941; Суходольский, 1945, и др.) содержатся сведения о широком распространении в этом районе полигональных тундр, обозначенных на поверхности трещинами размыва.

В разрезах и профилях по трассе Дудинка — Норильск, а также в работах, освещающих геокриологические условия этого района, имеются многочисленные указания на содержание в трещинах и породах мощных жильных льдов. Е. И. Суходольский (1945), под руководством которого проводились детальные мерзлотно-грунтовые исследования по трассе Дудинка — Норильск, отмечает, что случаи залегания погребенного льда в виде линз, пластов и жил различной мощности и протяженности при обследовании описываемого района были довольно часто. На протяжении полосы длиной около 45 км погребенный лед вообще был встречен в 28 случаях.

Столь частое залегание больших масс подземного льда может встречаться только в полигональных образованиях, которые в рельефе могли быть и не выражены, если они находились на стадии планации поверхности полигонов и консервации жильных льдов.

Имеются также многочисленные случаи непосредственных наблюдений на пространствах Дудинской равнины полигональных трещин, содержащих льды. Исследователи отмечают наиболее широкое распространение жильных льдов в торфянистых отложениях этого района, а также в напластованиях смешанного характера. Мощность торфа в дудинской лесотундре может достигать 4—5 м. А. Н. Толстов (1941) в статье, посвященной анализу данных наблюдений в этом районе, отмечает, что все обследованные им трещинные льды были встречены в торфяных массивах около озер. Автор констатировал свыше десятка мест, где были встречены трещинные и погребенные льды. Для трещинных льдов дудинской лесотундры А. Н. Толстов отмечает сходство со льдами, описанными Э. К. Леффингвеллом, как в отношении размеров, так и по форме залегания этих льдов. Как известно, Э. К. Леффингвелл на основании многолетних наблюдений по побережью Аляски пришел к выводу о жильном происхождении основной массы подземных льдов севера.

Торфянистые массивы часто с поверхности изрезаны морозобойными трещинами, не вскрывающими лед. Однако разрезы через такие трещины показывают, что на той или другой глубине в них содержится лед. Трещины образуют полигональную решетку, породы внутри полигонов (вмещающие), хотя и сильно льдонасыщены, — содержат только небольшие прослойки сегрегационного льда, о чем свидетельствуют многочисленные выработки, выполненные на этой территории. Повторно-жильные льды лучше сохраняются, когда залегают несколько глубже слоя сезонного протаивания и расположены вдали от местных базисов эрозии. Льды, не затронутые протаиванием, встречаются в восточной части дороги Дудинка — Норильск.

Большое количество как прямых, так и косвенных данных о распространении жильных льдов содержится в работе С. П. Суслова (1935) по району Богадинского озера. Размеры ледяных образований, встреченные С. П. Сусловым, достигали длины 60—80 м. Такие мощные льды при вытаивании, естественно, оказывают значительное влияние на преобразование рельефа. С. П. Суслов указывает, что вытаивание снежников (повторно-жильных льдов) ведет к сильному расчленению рельефа, особенно недалеко от края глубоких впадин и на склонах холмов и гряд. Значительную роль он отводит им в:

моделировке склонов долин и холмистого увалистого рельефа, в расчленении местных водоразделов. Глубокие овраги, образующиеся по мере вытаивания массивов льда, постепенно удлиняются, выходят далеко на поверхность местных водоразделов и в дальнейшем служат иногда ложами ручьев и основой для некоторой части речной сети.

В заключение следует сказать, что в северной части лесотундры Дудинского района, наряду с выровненными формами жильно-полигонального рельефа, обусловленного содержанием в породах повторно-жильных льдов в законсервированной стадии, широко развиты различные термокарстовые формы по повторно-жильным льдам. Такой тип рельефа относится уже к четвертому виду жильно-полигонального рельефа, отмеченному выше на схеме Б. И. Втюрина.

Дальнейшие преобразования этого рельефа характеризуются формами, распространенными в более южных районах Енисейского Севера.

В литературе нет данных о распространении жильных льдов и систем полигонального рельефа южнее Богадинского озера. Но описываются многочисленные участки бугристых образований, которые до сих пор не находят единого правильного объяснения своего происхождения. Они хорошо увязываются с формами полигонального рельефа, распространенными севернее, как последующая стадия их развития — стадия завершающего вытаивания жильных льдов.

В научной литературе более раннего периода (Драницын, 1914; Шумилова, 1931; Кузнецов, 1932, и др.) эти образования на Енисейском Севере описывают как лайды.

Наиболее детально площади лайд на пространстве между р. Дудинкой и р. Хантайкой исследовал Н. И. Кузнецов (1932). Взгляды на их образование он осветил в обстоятельной статье, где такие участки не только описываются, но и интерпретируются как лайды.

Н. И. Кузнецов (1932) дает следующее описание поверхности таких участков у с. Хантайского. Участок лайды расположен на высоком (до 30 м) правом берегу Енисея и занимает площадь около 1 км<sup>2</sup>. Поверхность его очень полого наклонена к реке, а вдоль нее почти ровная. Вся площадь испещрена повышениями и понижениями, то резко бросающимися в глаза, то малозаметными. Повышения и понижения чередуются, причем на отрезке в 400—500 м их насчитывается по 7—8. Все колебания рельефа не выходят за пределы 10 м, считая со дна наиболее глубоких понижений до вершины бугров. Н. И. Кузнецов приводит подробное описание как пониженных элементов этого рельефа, так и положительных его форм. Все признаки, характеризующие эти формы, свидетельствуют об их криогенном характере и об единственно возможном способе образования, обусловленном процессом массового вытаивания повторно-жильных льдов на этих участках.

Интересны его наблюдения в отношении состава и строения таких участков. Он отмечает широкое распространение в пределах лайд торфа, состоящего из остатков мхов и кустарников, составляющих в настоящее время живой покров лайды. До глубины 100—125 см в торфе не обнаружено каких-либо других остатков. Это свидетельствует, по нашему мнению, о том, что торф в верхних слоях откладывается в условиях, аналогичных современным или мало отличающихся от современных, что очень важно для восстановления условий формирования повторно-жильных льдов, так же как и для условий их вытаивания. На лайдах встречаются и минеральные отложения, которые, так же как торфянистые, находятся в мерзлом состоянии. Они содер-

жат сегрегационный лед в виде прослоек, линзочек и других образований. Более мощные сплошные залегаания подземного льда Н. И. Кузнецов здесь до глубины 2 м не встречал.

Следует еще остановиться на степени распространения бугристых участков в Хантайско-Дудинском районе. Н. И. Кузнецов относит район, ограниченный с юга р. Хантайкой, с запада Енисеем, а с востока и северо-востока горами Медвежий Камень, к классическим районам лайдового ландшафта. Придерживаясь генетического признака этих образований следовало бы сказать что это классический район распространения остаточных и термокарстовых форм жильно-полигонального рельефа. Н. И. Кузнецов устанавливает также закономерность распространения бугристых участков, правильно подмечая их повсеместную приуроченность к водным скоплениям в виде озер, водоемов, рек и других подобных элементов рельефа.

Участки бугристых образований южнее Хантайки, а также в долине этой реки охарактеризованы в многочисленных отчетах Игарской научно-исследовательской мерзлотной станции Института мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР (Мельников и Мейстер, 1938; Тумель, 1942; Хомичевская, 1950; Шевелева, Хомичевская, 1957, 1960; Константинова, Тырников и др., 1959, и др.).

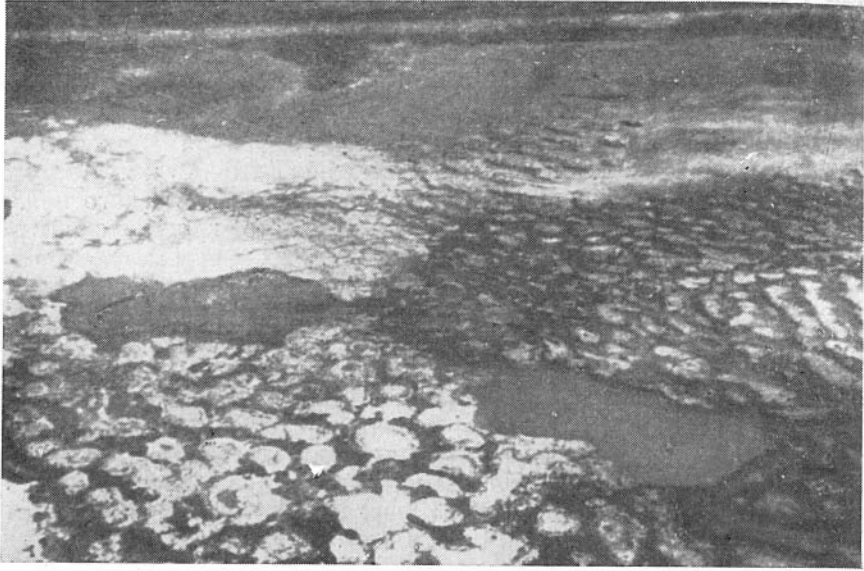
Бугристый рельеф в этой части Енисейского Севера изучен на участках, приуроченных к долине Енисея и его притокам. Однако, несомненно, такой рельеф встречается и на внутренних водораздельных пространствах вплоть до западных склонов Средне-Сибирского плоскогорья и в межгорных долинах. Об этом свидетельствуют данные, приведенные в работе хотя бы Л. В. Шумиловой (1930), освещающей условия распространения бугристых образований в бассейне Подкаменной Тунгуски. Район, который она исследовала, представляет собой уже невысокую горную страну с обширными низменными равнинами, а также котловинами и с расчленяющими их невысокими «хребтами» и «горами». На положительных элементах рельефа наблюдаются непосредственные выходы на дневную поверхность коренных пород. Низменности, плато и котловины обычно заболочены. Под торфяно-моховым покровом залегают мерзлые суглинки, глины и пески.

Во многих местах этих участков наблюдается чередование бугристых торфяников и заболоченных депрессий, по описанию А. В. Шумиловой, не отличающихся от тех, которые встречены Н. И. Кузнецовым в районе р. Хантайки, и изученных нами в районе Игарки (Хомичевская, 1950, 1957, 1961).

На отрезке от Хантайки до Игарки участки остаточных форм жильно-полигонального рельефа (бугристые образования) прослеживаются с небольшими перерывами параллельно реке полосой от одного до нескольких километров.

На фотографиях и аэрофотоснимках они характеризуются полигональным характером расположения жильных льдов (рис. 2, 3). Особенно широко развиты формы этого рельефа южнее р. Хантайки. По данным топографических карт они занимают здесь площадь около 200 км<sup>2</sup>.

До сих пор бугристые образования некоторыми ведущими исследователями Западно-Сибирской низменности относятся к формам пучения. На основании этого выдвигается концепция об эпигенетическом образовании мерзлых толщ, о возникновении их в послексеротермический период, а также восстанавливаются палеогеографические условия термического максимума и высказываются другие подобные взгляды.



*Рис. 2.* Остаточный жильно-полигональный рельеф в виде бугристых торфяников в нижнем течении р. Черной (фото В. И. Орлова).



*Рис. 3.* Остаточный жильно-полигональный рельеф в виде торфяных бугров-гряд (фото В. И. Орлова).

Нам кажется, что развитие этих форм нашло правильное отражение в схеме генетического ряда форм жильно-полигонального рельефа, разработанной Б. И. Втюриным. Прослеженная же нами пространственная последовательность смены одних форм полигонального рельефа другими вплоть до остаточных (участки бугристых образований), приуроченность всех форм жильно-полигонального рельефа к современным или более древним озерно-аллювиальным отложениям, а также соответствующее изменение состава и криогенного строения этих отложений по мере развития жильно-полигонального рельефа\*, так же как и полигонное расположение их в пространстве, являются существенным доказательством, отрицающим их связь с пучением грунтов.

---

\* Южнее р. Хантайки по долине Енисея повторно-жильные льды полностью вытаяли. К характерным включениям вмещающих пород, как и на аналогичных участках в северных частях района, относятся сегрегационные льды.

# К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ КОТЛОВИН НОРИЛЬСКИХ ОЗЕР И СВЯЗИ ИХ С НОВЕЙШИМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

---

В. В. РОГОЖИН

(Научно-исследовательский институт геологии Арктики)

В настоящее время одной из проблем в области изучения новейшей тектоники северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья является выяснение происхождения и развития котловин крупнейших Норильских озер — Хантайское, Кета, Глубокое, Лама, Собачье, Накомьякен и др. Именно в ней, как нам представляется, заложены основные закономерности тектогенеза на неоген-четвертичном этапе геологического развития этого региона.

Существует несколько гипотетических точек зрения на генезис котловин Норильских озер. Н. Н. Урванцев (1931, 1957, 1958), С. П. Суслов (1935), В. Н. Сакс (1953), Я. И. Польшкин (1957) и др. связывают их образование с экзарационной деятельностью плейстоценовых ледников.

При рассмотрении особенностей строения котловин Норильских озер бросается в глаза как морфологическое, так и генетическое их сходство с норвежскими фиордами и с крупнейшими рифтовыми озерами Восточной Африки. Исходя из этих особенностей, различные исследователи по-разному трактуют генезис описываемых форм рельефа. П. С. Воронов (1958), П. А. Каплин (1961), М. Т. Кирюшина (1963) и др., отмечая подобие котловин Норильских озер с фиордами, считают, что происхождение их связано с разрывными нарушениями, возникшими при формировании крупного Путоранского сводового поднятия. В. С. Голубков (1963) высказывается за рифтовый генезис котловин. По данным этого исследователя, котловины озер Хантайское, Кета и Лама приурочены к осям плакантиклинальных структур и являются, по всей вероятности, провалами в их апикальных частях. Н. Н. Урванцев (1958) также отмечает приуроченность котловин Норильских озер к осям пологих антиклинальных структур субширотного простирания, приуроченных к областям развития вулканогенных образований.

В геологическом строении исследованного района принимают участие терригенные породы верхней перми, вулканогенные образования пермо-триаса, третичные и четвертичные отложения. Доминирующими в геологическом разрезе являются вулканогенные образования, представленные покровами базальтов с подчиненным количеством горизонтов пирокластических пород, общей мощностью около 2800 м. Базальты составляют приблизительно 90—95% всей мощности туфо-лаваовой толщи, на долю пирокластических пород приходится 5—10%. Третичные отложения имеют весьма ограниченное распространение. Они представлены

ингрессионными осадками неогена мощностью до 25 м. Среди четвертичных отложений выделены осадки санчуговской, каргинской и вальковской ингрессий, а также верхнечетвертичные и современные аллювиальные, пролювиальные, коллювиальные, делювиальные, озерные и озерно-болотные образования.

В тектоническом отношении район Норильских озер расположен в пределах западного борта Тунгусской синеклизы, испытавшей в процессе мезокайнозойского и кайнозойского геотектонических этапов развития инверсию, которая привела к возникновению в ее пределах Путоранского сводового поднятия. Это поднятие сопровождалось широким развитием разрывных нарушений, что обусловило образование в районе Норильских озер мозаики из многочисленных, сложно построенных отдельных блоков, имеющих различные азимуты и углы (4—12°) падения. На участках, где наблюдается противоположное относительно друг друга падение блоков, возникают так называемые блоково-антиклинальные структуры (Голубков, 1963). К осям подобных структур в настоящее время и приурочены котловины крупнейших озер.

Котловины Норильских озер расположены в пределах западной окраины лавового плато Путорана — наиболее возвышенной части Средне-Сибирского плоскогорья. Они глубоко врезаются в поверхность плато (1500—1600 м) и характеризуются значительными протяженностью (от 30 до 110 км) и глубинами (300—400 м), ширина котловин постепенно изменяется с востока на запад. В восточных частях она составляет около 1—1,5 км, а в западных — при выходе озер в пределы Норильской долины — 15—20 км. Склоны котловин обрывистые и крутые, с углами наклона до 80—90°. Относительные высоты склонов колеблются от 600 до 1000 м. В нижних частях они под влиянием делювиальных и делювиально-солифлюкционных отложений постепенно выколачиваются. Происхождение склонов котловин Норильских озер всецело предопределено разрывными нарушениями, о чем свидетельствует общая выдержанность их ориентировки в восток-северо-восточном, субширотном и запад-северо-западном направлениях, удивительная прямолинейность с частыми резкими коленообразными изгибами, значительная крутизна и высота и т. д.

На склонах котловин озер Кета, Глубокое, Собачье, Кутарамакан и Накомьякен установлен комплекс из семи абразионных и абразионно-аккумулятивных террас с относительными высотами над урезом воды озер от 3—5 до 400—450 м. I терраса имеет высоту 3—5 м, II — 12—15, III — 30—40, IV — 60—80, V — 100—120, VI — 220—240, и VII — 400—450 м. Располагаются эти террасы в пределах абсолютных высотных отметок 50—550 м. Фрагменты этих террас удалось также установить при дешифрировании аэрофотоснимков на склонах котловин озер Лама и Хантайское.

Кроме того, в древних речных долинах исследованного района, занятых современными реками Северный и Южный Икондьекит и Тонель, на менее затронутых эрозией участках сохранилась древняя морская терраса, выраженная в рельефе в виде прямолинейной узкой площадки с резким эрозионным уступом высотой около 30 м. Эта терраса прислонена к склонам древних долин на абсолютных высотах 400—560 м. В основном она аккумулятивная, сложена плотным карбонатными глинами темно-серого и коричневатого-серого цвета, с раковистым изломом, слоистыми, с примесью грубообломочного материала местных пород, со следами подводных оползней. Глины содержат морскую диатомовую флору палеогена, представленную в основном *Melosira sulcata* var. *siberica* Grun и обломками диатомей из порядка



*Centrales*, а также спиккулы губок (определения Н. А. Корчагиной). Плохая сохранность приведенных форм указывает на их переотложение. Диатомей четвертичного возраста в исследованных образцах не обнаружено. Характерной особенностью спорово-пыльцевого комплекса является присутствие пыльцы широколиственных пород (*Carpinus, Tilia*). Для поглощенных катионов глин характерны низкие содержания щелочных элементов (K — 1—1,3%, Na — 1,5—2,9%) и невысокие отношения  $\frac{Mg}{Mg + Ca} \cdot 100\%$  в составе щелочно-земельных элементов, что указывает на солоноватоводную среду осадконакопления. В составе минералов легкой фракции наряду с минералами местных пород обнаружен аутигенный глауконит, свидетельствующий о морском генезисе этих отложений. Наличие в глинах обломков углей и переотложенной фауны *Crinoidea*, широко распространенных в палеозойских отложениях значительно западнее исследованного района, свидетельствует о привносе их со стороны западных или северо-западных окраин Сибирской платформы. Приведенные данные позволяют нам предположительно высказать за морской генезис описываемых отложений и связать их с неогеновой ингрессией. В пользу этого предположения свидетельствуют находки в истоках р. Туколанды на абсолютных высотах 320—380 м и в пределах древней долины р. Курейки морских плиоценовых отложений (Дорофеев, Межвилк, 1956; Межвилк, 1963).

На основании вышеизложенного возраст VII террасы Норильских озер и высокой террасы древней долины современных рек Северный и Южный Икондьекит и Тонель условно считается неогеновым.

VI терраса котловин Норильских озер нами сопоставляется с 200-метровой террасой р. Курейки и 250—300-метровой террасой бассейна р. Рыбной, возраст которых плиоцен-нижнечетвертичный (Полькин, 1957).

Формирование V террасы связывается со временем максимума бореальной трансгрессии, которая, по данным Я. И. Полькина (1957), затопила нижние отрезки долин рек западной части Средне-Сибирского плоскогорья до абсолютных высот 150—200 м. V терраса в основном абразионная, выработанная в базальтах вулканогенного комплекса. На отдельных участках она переходит в абразионно-аккумулятивную с маломощным чехлом ингрессионных морских отложений. Последние представлены плотными темно-серыми глинами, содержащими в составе диатомового комплекса четвертичные и переотложенные дочетвертичные формы. Аналогичная картина наблюдается и в составе спорово-пыльцевого спектра, где наряду с пыльцой и спорами четвертичного возраста встречается много переотложенных из более древних отложений. Характер обменного комплекса глин свидетельствует о солоноватоводной среде осадконакопления. Возраст этих отложений, а следовательно, и возраст V террасы устанавливается как среднечетвертичный.

K верхнечетвертичным относятся IV, III и II террасы. IV терраса связана по времени образования с каргинской ингрессией, осадки которой обнаружены автором в котловинах озер Кета, Глубокое, Собачье, Накомьякен и в долинах рек Муксун, Северный и Южный Икондьекит и др. III терраса была сформирована в период вальковской трансгрессии, отложения которой широко распространены в котловинах озер Глубокое и Лама, а II — в эпоху сартанского осадконакопления. Отложения сартанского периода, слагающие эту террасу, представлены глинами с включениями прослоев песков и галечников. В составе диатомовой флоры этих образований преобладают пресноводные и пресноводно-солоноватоводные разновидности *Ceratoneis arcus* (Ehr.) Ktz.,

*Eunotia praerupta* Ehr., *Stophanodiscus astraea* var. *minutulus* (Ktz.) Grun., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Ktz., *Eunotia monodon* Ehr., *Eunotia praerupta* var. *bidens* (W. Sm.) Grun., *Stauroneis phoenicenteron* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr. *Pinnularia viridis* (Nitzsch.) Ehr., *Neidium bisulcatum* (Lagerst.) Cl., *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl. Спорово-пыльцевые анализы этих отложений показали распространение безлесных ландшафтов со значительным участием тундровых элементов. Пыльца древесных растений достигает 14—25% всего спектра, причем доминирующим видом является *Betula* sect. *Nanae*. Среди пыльцы травянистых растений доминирует вид *Caryophyllaceae*, а также злаки. В подчиненном количестве присутствует пыльца осок и водных растений. Из спор выделяются *Lycopodium alpinum* и *Lycopodium selago*, *Selaginella selaginoides*.

Возраст первой террасы — голоценовый.

Происхождение и история развития котловин Норильских озер неразрывно связаны с посттриасовой историей тектонического развития западной окраины Тунгусской синеклизы, когда происходило поднятие Путоранского свода.

Заложение Путоранского свода относится, по всей вероятности, еще к доюрского периоду и связано со временем окончания интенсивной вулканической деятельности и формированием мощной туфо-лавовой толщи. В пользу этого предположения свидетельствуют установленные Я. И. Галушко (1958) в пределах Путоранского свода древние поверхности выравнивания с абсолютными высотными отметками 800—1000 и 1000—1500 м, имеющие доюрский возраст. На протяжении юрского и нижнемелового времени свод, по-видимому, испытывает прерывистые поднятия, о чем свидетельствуют несомненные признаки периодического усиленного размыва лавового поля Сибирской платформы, установленные по присутствию продуктов разрушения траппов в юрских и нижнемеловых породах Хатангской и Усть-Енисейской впадин (Сакс, Ронкина, 1958). В верхнемеловое-палеогеновое время происходит основное формирование Путоранского свода как самостоятельной структуры. О росте свода свидетельствуют образование радиальной сети древних речных долин и значительное содержание в верхнемеловых отложениях мезозойских прогибов, оконтуривающих с севера и северо-запада поднимающийся свод, минералов пород трапповой формации (Полькин, 1963). Амплитуда донеогенового поднятия западной части свода составляла около 500—600 м. Она устанавливается по величине эрозионного вреза древних долин, в пределах которых сохранились дочетвертичные отложения, и находится в соответствии с данными Я. И. Полькина (1963), определившего амплитуду верхнемеловой-палеогеновой стадии поднятия Путоранского свода, равную более 400 м. Поднятие свода сопровождалось значительным увеличением площади его поверхности, что привело к значительному растрескиванию слагающих его жестких, малоподатливых к пластическим деформациям пород и образованию многочисленных разрывных нарушений типа диаклаз. Ориентировка последних находилась в зависимости от формы поднятия.

В плановом расположении Путоранский свод имеет овальную форму, длинная ось которой ориентирована в субширотном направлении. Е. И. Чертковой (1950) на основании экспериментальных исследований было установлено, что при овальной форме поднятия по его периферическим частям образуется система радиальных трещин. Кроме этой системы, образуется еще система продольных трещин, повсеместно присутствующих на крыльях поднятий. Когда продольные трещины свода сливаются на периклиналях с радиальными, получаются весьма харак-

терные раструбы трещин (Белоусов, 1954). Подобная закономерность устанавливается при формировании Путоранского свода и хорошо выражается в постепенном увеличении ширины котловин Норильских озер в западном направлении.

Многочисленные разрывные нарушения, имеющие радиальную ориентировку, располагались перпендикулярно изоанабазам, характеризующим поднятие. В рельефе они, по-видимому, были выражены в виде крутосклонных глубоких впадин и явились основой для возникновения Норильских озер.

Возраст Норильских озер устанавливается на основании находок в составе современной озерной фауны комплекса реликтовых организмов, состоящих из высших ракообразных *Histlopia placoides* Koroft., *Manayukia baicalensis* Nush., *Eulimnogammarus viridis* Dyb. и *Turbellaria* (Вершинин, 1960). Подобный комплекс известен в составе эндомичной фауны оз. Байкал. Л. С. Берг (1962) считает эти организмы остатками верхнетретичной (неогенной) фауны, широко распространенной в прошлом в водах Сибири. Следовательно, возраст Норильских озер может быть определен как неогеновый. Котловины же озер, по всей вероятности, являются более древними — верхнемеловыми — палеогеновыми.

Новейшие тектонические движения унаследованы от движений мезокайнозойского геотектонического этапа и выразились в виде эпейрогенических движений с устойчивой тенденцией к поднятию и блоковыми дифференцированными движениями незначительной амплитуды. Об эпейрогенических поднятиях свидетельствует комплекс террас неоген-четвертичного возраста, имеющих региональное распространение на склонах котловин Норильских озер. Уровни террас несколько деформированы и постепенно повышаются в восточном направлении. Амплитуда деформации их достигает 40—60 м и связана со сводовым характером поднятия. Отдельные тектонические блоки испытывают незначительные вертикальные перемещения относительно друг друга с амплитудой 20—40 м. Эти перемещения выражены в изменении мощностей рыхлых отложений на поверхности абразионных и абразионно-аккумулятивных террас. Относительно приподнятыми являются блоки с развитыми на них абразионными террасами, относительно опущенными — абразионно-аккумулятивные с чехлом рыхлых образований. Подобная закономерность была отмечена еще О. В. Кашменской (1964) при изучении речных террас и новейших тектонических движений в бассейне р. Колымы.

Суммарная амплитуда тектонических движений района Норильских озер составляет приблизительно 450—500 м, на что указывает высокое расположение террасовых уровней на склонах котловин Норильских озер, возраст которых датируется неоген-четвертичным временем. Эта величина подтверждает общую амплитуду поднятий исследованного района, установленную М. Т. Кириюшиной (1963). В течение четвертичного периода рассматриваемая территория испытывает прерывистое поднятие, которое фиксируется образованием на склонах котловин Норильских озер комплекса террас. Максимальной величины поднятие достигло в плиоцен-нижнечетвертичное время — 180—210 м. На протяжении ниже-среднечетвертичного времени поднятие составляло около 120 м, средне-верхнечетвертичного — 80—100 м и на протяжении голоцена величина его составила приблизительно 15—20 м. В настоящее время территория испытывает поднятие, о чем свидетельствуют интенсивно протекающие процессы денудации.

## ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Берг Л. С. Байкал, его природа и происхождение. Изб. тр., т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Вершинин Н. В. К вопросу о происхождении реликтовой фауны в Норильской группе озер. «ДАН СССР», т. 136, № 3, 1960.
- Воронов П. С. О связи некоторых закономерностей рельефа Средней Сибири с процессами неотектоники. Тр. НИИГА, т. 67, 1958.
- Галушко Я. И. Поверхности выравнивания в трапповой зоне Средне-Сибирского плоскогорья. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1958, № 1.
- Голубков В. С. О цикличности геологического развития северо-запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 133, 1963.
- Дорофеев П. И., Межвилк А. А. О плиоценовых отложениях и флоре с р. Курейки. «ДАН СССР», т. 110, № 3, 1956.
- Каплин П. А. Фиордовые побережья СССР. XIX междунар. географ. конгресс в Стокгольме, 1961.
- Кашменская О. В. Неотектонические движения в верхней части бассейна р. Колымы и их роль в процессе образования рельефа и россыпей. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 8, 1964.
- Кирюшина М. Т. Основные черты новейшей тектоники центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 135, 1963.
- Межвилк А. А. Новые данные о морских четвертичных отложениях Норильского плато. «Уч. зап. НИИГА», вып. I, 1963.
- Полькин Я. И. Основные этапы развития рельефа северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 2, 1957.
- Полькин Я. И. История развития структуры северо-западной части Сибирской платформы. «Тектоника Сибири», т. II, Новосибирск, 1963.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, т. 77, 1953.
- Сакс В. Н., Ронкина З. З. О возможных размывах Сибирской платформы в мезозое. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 7, 1958.
- Суслов С. П. К геоморфологии района Норильских озер (оз. Лама). Тр. Ин-та физич. географии АН СССР, вып. 14, 1935.
- Урванцев Н. Н. Следы четвертичного оледенения центральной части севера Сибири. Тр. Глав. геол.-разв. упр., вып. 113, 1931.
- Урванцев Н. Н. Четвертичные отложения северо-западной части Сибирской платформы. Тр. Междувед. совещания по стратигр. Сибири, 1957.
- Урванцев Н. Н. Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого оруденения и нефтеносности. Тр. НИИГА, т. 80, 1958.
- Черткова Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. «Изв. АН СССР», серия геогр. и геофиз., т. 14, вып. 5, 1950.
-

# АСИММЕТРИЧНЫЕ ДОЛИНЫ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

(НА ПРИМЕРЕ *хр. КУЛАР*)

Г. Ф. ГРАВИС

(Институт мерзлотоведения СО АН СССР)

Причины асимметрии речных долин весьма многообразны. Мы рассмотрим только один тип асимметричных долин, весьма характерный для севера Сибири. К этому типу принадлежат долины мелких речек и ручьев, преимущественно в районах с низкогорным рельефом, у которых лучше обогреваемый склон является пологим и длинным, а противоположный, теневой склон — более коротким и крутым.

Первым подобную асимметрию речных долин в Сибири пытался объяснить В. Б. Шостакович (Schostakowitsch, 1927). По его мнению, склоны южной экспозиции выполаживаются вследствие интенсивного оплывания глубоко оттаявших пород, тогда как противоположные склоны, на которых глубина протаивания незначительная, долгое время сохраняют свою крутизну. С. П. Качурин (1938) аналогичным образом объясняет происхождение асимметричных долин на Чукотке, а Ж. Трикар (Tricart, 1951) — в перигляциальных областях Западной Европы. Названные исследователи не уделяют внимания воздействию, которое оказывают оплывающие со склонов переувлажненные породы на текущий в долине ручеек или речку.

Г. Позер (Poser, 1948) пытается преодолеть такую односторонность взглядов, но неудачно, так как он исходит из неправильного представления, будто мерзлое состояние пород препятствует боковой эрозии ручья и поэтому сильнее размывается подножие склона, на котором сезонное протаивание глубже. В таком случае лучше обогреваемые склоны становятся более крутыми. Если ручей маломощный, он, по мнению Г. Позера, не в состоянии производить боковую эрозию, и тогда лучше обогреваемый склон оплывает и постепенно выполаживается. Таким образом, при объяснении рассматриваемого типа асимметрии долин Г. Позер, по существу, не идет дальше В. Б. Шостаковича. Взглядов Г. Позера придерживаются польские исследователи (Pierzshatko, 1954).

Более четко влияние склоновых процессов на эрозивную деятельность водных потоков изложено в работе Е. А. Преснякова (1955). И он в качестве отправной точки принимает положение о том, что на лучше прогреваемых склонах глубина сезонного протаивания и интенсивность оплывания больше. В дальнейшем «...значительные массы оползающих с солнцепечного склона отложений отжимают русло к югу, под основание более крутого теневого склона, поэтому в основании последнего часто образуется вертикальный обрыв, сложенный коренными породами» (стр. 392).

Таким образом, имеются две основные концепции развития асимметричных долин рассматриваемого типа. По одной из них асимметрия возникает вследствие денудации склонов долины, причем положение русла в долине не меняется. Другая концепция предполагает не только денудацию склонов, но и смещение русла в процессе формирования асимметричной долины.

В природе имеют место оба случая. Если рельеф глубоко расчленен и относительные превышения водоразделов над днищем долин больше 300 м, возможности отнесения русла ручья в сторону ограничены. Тогда асимметрия возникает только благодаря более быстрому выполаживанию лучше обогреваемого склона. В районах с низкогорным рельефом более типичны асимметричные долины, в образовании которых принимает участие отесняемый в сторону водный поток. Именно на образовании таких долин мы и остановимся.

Хорошо выраженная асимметрия наблюдается в долинах рек, стекающих с хребтов Кулар, Полоусный, Улахан-Сис, с северных отрогов хр. Селенняхского и других низких, тектонически малоактивных горных сооружений севера Сибири. В районах интенсивных неотектонических поднятий и перестройки рельефа, таких как хр. Туора-Сис и примыкающая к Лене часть кряжа Чекановского, где возраст долин молодой, асимметрия малозаметна. Не способствуют развитию асимметрии и нисходящие неотектонические движения, за которыми следует заполнение долин рыхлыми наносами, как это наблюдается, например, вдоль северной окраины хр. Полоусного.

В распространении асимметричных долин заметны также зональные закономерности. При следовании с севера на юг асимметрия долин становится все менее четкой и постепенно исчезает. В бассейне р. Яны это происходит примерно на широте устья р. Адычи. Неправ Е. А. Пресняков (1955), который считает подобный тип асимметричных долин характерным для всей области сплошного распространения многолетнемерзлых горных пород.

Многие особенности асимметричных долин остаются еще мало изученными. Мощная толща заполняющих эти долины склоновых отложений нередко принимается за аллювий или озерные осадки. В связи с открытием и разработкой на Куларе россыпных месторождений золота изучение асимметричных долин в этом районе приобретает практическое значение. На основе собственных наблюдений автор ниже намечает некоторые важнейшие особенности формирования асимметричных долин.

В пределах хр. Кулар, как и в других районах севера Сибири, асимметрия лучше всего заметна в долинах, ориентированных в широтном направлении. При этом пологие склоны обращены к югу, крутые — на север. Менее четкая асимметрия наблюдается в долинах, расположенных субмеридионально, в этом случае более пологими и длинными оказываются склоны западной или юго-западной экспозиции (рис. 1).

Прежде всего привлекает внимание необычная ширина асимметричных долин. Она достигает 1—2 км, несмотря на то, что по днищу долин текут маломощные ручьи или речки, длина которых редко превышает 10—15 км. Четкие террасы в асимметричных долинах отсутствуют.

В верховье ручьев асимметрия долин выражена еще слабо. Оба склона спускаются прямо к ручью. Пойма здесь отсутствует.

Ниже по течению долина становится явно асимметричной. В ней различаются следующие основные элементы рельефа: днище, так называемый террасоувал и коренные склоны.

Днище представлено преимущественно поймой, которая вначале появляется в виде небольших сегментов внутри излучин ручья и ниже по течению расширяется до 50—100 м и более. На ее замшелой поверхности часто видны следы морозобойных трещин, а на более древних участках даже четкие пятиугольные валиковые полигоны. В низовьях асимметричных долин, кроме поймы, иногда появляется надпойменная терраса.

Террасоувал располагается у подножия склона южной экспозиции. Он представляет собой весьма нечеткую террасу с наклонной поверхностью шириной до нескольких сот метров, а нередко и больше. С одной стороны эта поверхность незаметно переходит в коренной склон долины, а с другой — плавно соединяется с поймой.

Террасоувал расчленен мелкими притоками и ложбинами стока, берущими начало на водораздельном склоне. Пока ручейки текут по склону, покрытому сравнительно маломощным покровом делювиально-солифлюкционных отложений, глубина их вреза незначительна. Но как только они достигают террасоувала, долинки заметно углубляются. Линия, проведенная через точки, где начинается это углубление, приблизительно намечает границу террасоувала, которую по другим морфологическим признакам не удастся обнаружить. На очень широких террасоувалах в их тыловой части нередко образуются ложбины сто-

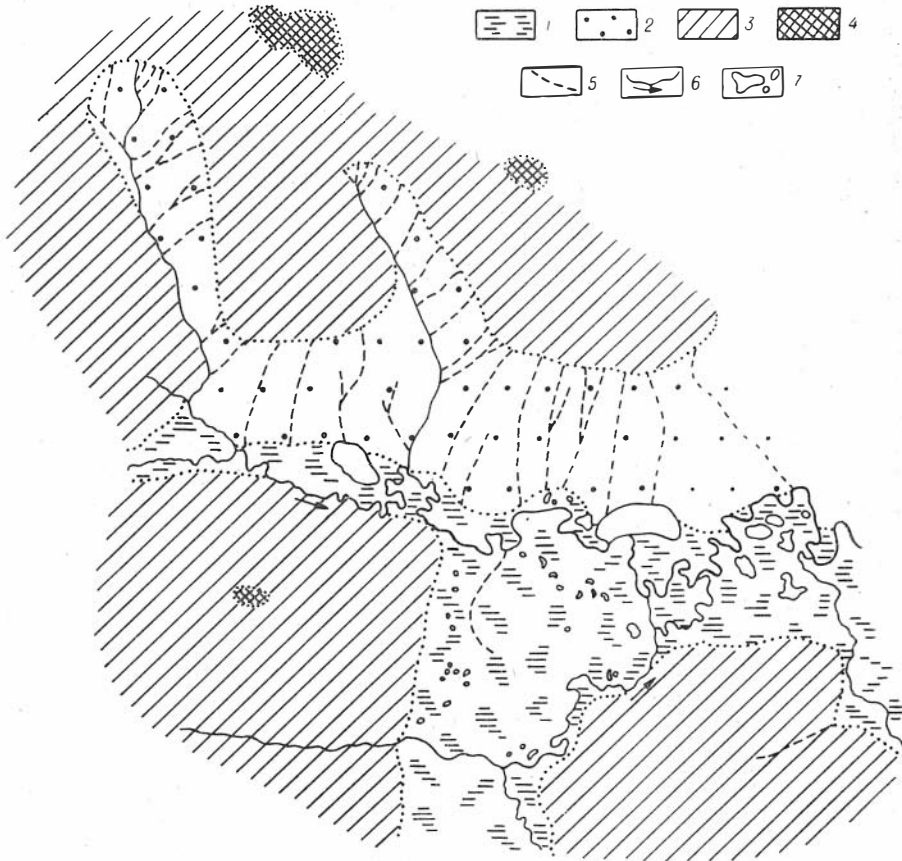


Рис. 1. Участок асимметричной долины на севере Сибири:

1 — днище долины; 2 — террасоувал; 3 — коренные склоны; 4 — плоские водораздельные поверхности; 5 — ложбины стока; 6 — ручьи; 7 — озера.

ка — притоки третьего порядка. Они отделяют террасоувал от коренного склона и, таким образом, облегчают задачу выявления границы между этими элементами рельефа. Против устья боковых долинок и ложбин стока накапливаются обширные, плоские конуса выноса.

Петля по пойме, ручеек поочередно подмывает то террасоувал, то подножие довольно крутого теневого склона. На участках между вершинами излучин от террасоувала в глубь поймы тянется длинный,

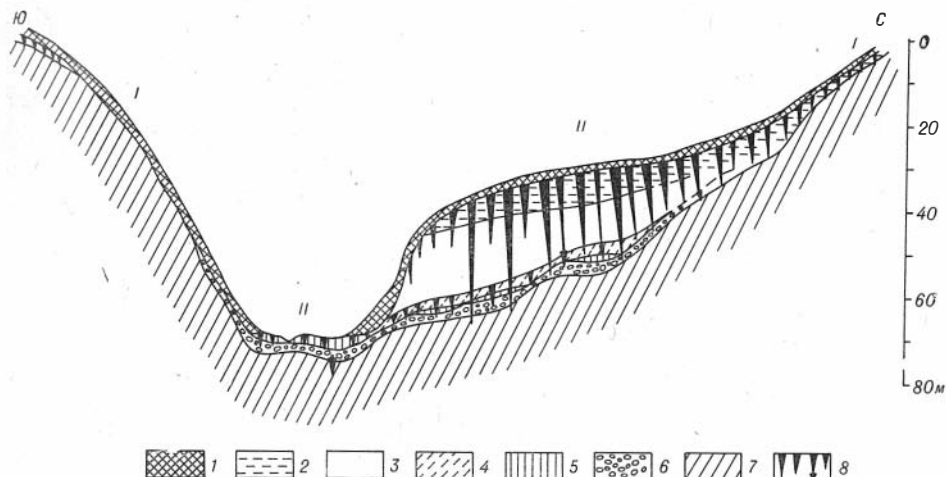


Рис. 2. Схема строения четвертичных отложений в асимметричных долинах:

1 — сизовато-серые торфянистые суглинки с наклонными крупными ледяными линзами и прослойками; 2 — коричневатые-серые суглинки с наклонными тонкими льдистыми поясками; 3 — коричневатые-серые нельдистые суглинки; 4 — коричневатые-серые и сизовато-серые суглинки с нечеткими наклонными ледяными прослойками или мелкими линзочками льда; 5 — сизовато-серые торфянистые суглинки с горизонтальными прослойками льда; 6 — галечник; 7 — песчаники и алевролиты; 8 — ледяные жилы.

I — коренные склоны долины; II — террасоувал; III — днище долины.

пологий шлейф. Нередко он оканчивается натечным уступом высотой до 0,5 м. У подножия противоположного теневого склона часто обнажаются скальные породы, но и здесь на неподмываемых участках они заваливаются оплывающими с верхних частей склона массами суглинков.

Геологическое строение всех асимметричных долин однотипно. В основании разреза террасоувалов залегает слой галечника мощностью до 5, реже 7—10 м. Суглинисто-супесчаный заполнитель в нем составляет около 20—30% объема породы. Галечник перекрывается толщей однородных серовато-коричневых или светло-серых пылеватых суглинков, мощность которой по направлению к тыловой части террасоувала постепенно возрастает, достигая местами 25—30 м. Вся толща густо пронизана мелкими нитевидными корешками. По мере приближения к коренному склону долины в суглинках появляется щебень. Мощность суглинков уменьшается, но они не выклиниваются, а прослеживаются вверх по склонам вплоть до выходов коренных пород на вершинах водоразделов.

Для определения генезиса суглинков очень важное значение имеет их криогенное строение. Оно неоднородно; можно выделить четыре горизонта, отличающихся по криогенным текстурам и особенностям ледяных жил (рис. 2).

Разрез многолетнемерзлых пород сверху начинается покровным горизонтом сизовато-серых, торфянистых, очень льдистых суглинков. Они



залегают по всему террасоувалу, а также на склонах долины и водоразделов. Нижняя граница этих суглинков определяется уровнем залегания верхних концов ледяных жил или, где их нет, уровнем исчезновения крупных прослоек льда. Мощность многолетнемерзлых льдистых покровных суглинков в среднем составляет 0,5—1,5 м. У подножия террасоувала и в верховьях ложбин стока на водораздельных склонах она увеличивается до 3 м.

В покровном горизонте льдистых суглинков очень редко встречаются небольшие ледяные жилки. Некоторые из них внедряются в нижележащие крупные жилы льда, другие развиваются независимо от них.

Криогенные текстуры покровного горизонта льдистых суглинков весьма разнообразны, но наблюдается следующая общая закономерность. В подошве горизонта суглинок густо пронизан очень тонкими ледяными линзочками. Несколько выше наряду с ними появляются прерывистые прослойки льда толщиной не более 1 см. Кверху размеры ледяных включений увеличиваются. Тонкие прерывистые прослойки льда сменяются более крупными, толщиной до нескольких сантиметров. Эти прослойки имеют не очень четкие очертания, изогнуты, нередко срезают друг друга. На обледененных склонах в кровле горизонта льдистых суглинков залегают наиболее четкие и крупные прослойки льда мощностью до 15—20 см. Между ледяными прослойками, которые отстоят друг от друга не дальше 8—10 см, мерзлый суглинок разделен на мелкие агрегаты густой сетью ледяных линзочек.

Под покровными льдистыми отложениями залегают горизонт суглинков с «решеткой» очень крупных сингенетических ледяных жил. Мощность его достигает 4—6 м. Этот горизонт приурочен только к поверхности террасоувалов, а также покрывает пологие склоны расчленяющих террасоувалы долин и появляется в верховьях ложбин стока на водораздельных участках. На среднем участке асимметричных долин, на склоне, соединяющем пологонаклоненную поверхность с поймой, суглинки, вмещающие крупные ледяные жилы, отсутствуют.

Мощность ледяных жил достигает 6—8 м. Они образуют решетку, в ячейках которой включены блоки суглинков, пронизанные наклонными, четкими льдистыми поясками, состоящими из почти слившихся очень мелких ледяных линзочек. Толщина поясков изменяется от долей миллиметра до 2—3 см, расстояние между ними -- от нескольких миллиметров до 40—50 см. Вследствие деформации мерзлых пород при разрастании ледяных жил в ширину, поиски около них, особенно с нижней по склону стороны, сильно изогнуты. Изредка в суглинках этого горизонта встречаются маломощные линзы инъекционного льда. Весьма характерно наличие мелких, незначительно искривленных ледяных жилок, которые местами наблюдаются внутри блоков между крупными жилами льда.

Еще ниже в разрезе террасоувалов залегают горизонт нельдистых суглинков мощностью до 10—15 м. Только изредка в нем встречаются едва заметные тонкие ледяные линзочки или очень мелкие круглые полости, заполненные льдом. В этот горизонт внедряются нижние, эпигенетические концы залегающих выше ледяных жил. Кроме того, его на всю мощность пронизывают сингенетические жилы, ориентированные в основном в направлении уклона.

В основании суглинистой толщи, слагающей террасоувалы, залегают горизонт, в котором, кроме тех ледяных жил, которые проникают сюда сверху, имеется самостоятельный ярус повторно-жильных льдов. Мощность этого горизонта изменяется от 0,5 до 5 м. Мощность ледяных жил нижнего яруса редко превышает 1 м, наибольшие размеры

по вертикали достигают 5 м. Нижними концами ледяные жилы внедряются в подстилающий суглинки слой галечника, а нередко достигают даже элювия коренных пород. В основании разреза суглинки имеют сизовато-серый цвет, в них содержатся горизонтальные торфянистые прослойки и остатки корней и наземных частей кустарников. Суглинки пронизаны ровными горизонтальными ледяными прослойками толщиной от нескольких миллиметров до 3—5 см. Нередко здесь наблюдаются линзы инъекционного льда толщиной не больше 0,5—0,75 м, длиной от 3—4 до нескольких десятков метров. Под такими линзами в суглинках хорошо заметна четкая ленточная слоистость.

В кровле горизонта с ярусом погребенных ледяных жил торфянистые прослойки и остатки кустарников исчезают, мерзлый суглинок приобретает коричневатый оттенок, и в нем можно найти нитевидные корешки. Изменяется и криогенная текстура: появляется множество мелких ледяных линзочек, густо насыщающих породу. Однако очень часто в суглинках, залегающих в кровле нижнего горизонта, ледяные включения вообще отсутствуют.

В верховьях долин, где террасовал постепенно выклинивается, нижний горизонт суглинков имеет иное криогенное строение. Залегающие здесь маломощные ледяные жилы сильно искривлены. Ледяные прослойки наклонны, прерывисты, нечетки, нередко срезают друг друга.

Описанные породы, слагающие террасовал, различны по своему происхождению. Слой галечников, залегающий в основании разреза на элювии коренных пород, и лежащие выше сизовато-серые суглинки мощностью не больше 1,0—1,5 м, с горизонтальными прослойками торфа и льда, относятся к аллювию. Местами в аллювиальных отложениях содержатся небольшие линзы озерных осадков, а поверх аллювия залегают суглинки пролювиального происхождения. Основная же масса суглинков, слагающих террасовал, принадлежит к делювиально-солифлюкционным отложениям. Этот вывод основан на следующих фактах.

1. Суглинки довольно равномерно пронизаны нитевидными корешками; характерная для пойменных отложений приуроченность корешков к отдельным горизонтальным слоям не наблюдается. Присущая озерным отложениям ленточно-подобная слоистость отсутствует, основная масса породы имеет коричневый или коричневатый оттенок, не свойственный озерным или даже пойменным отложениям в тундре. Все это указывает на субаэральное происхождение суглинков.

2. Террасовал имеет наклонную поверхность, которая незаметно сливается с коренным склоном долины, а с другой стороны плавно соединяется с поймой. По мере приближения к коренному склону долины в отложениях на террасовале появляется щебень. Верхние горизонты суглинков, слагающих террасовал, прослеживаются непрерывным покровом далеко за пределами долин на водораздельных склонах. Ледяные прослойки в суглинках наклонены в направлении падения склона. Подобные признаки указывают на принадлежность этих суглинков к склоновым отложениям.

3. Об участии процессов солифлюкции в накоплении суглинков свидетельствуют следующие признаки: а) наличие на пойме у подножия террасовала фестончатого в плане натечного уступа; б) характер залегания уже упомянутых щебенистых включений, которые равномерно рассеяны в мелкодисперсной породе; в) наличие искривленных ледяных жил в основании и в верхней части суглинистой толщи. Искривление ледяных жил, как известно, происходит в процессе их роста на склонах, где имеет место солифлюкция (Гравис, 1962); г) преимуществен-

ная ориентация ледяных жил в средней части суглинистой толщи в направлении уклона. Такое явление обычно наблюдается на солифлюкционных склонах; д) наличие в основании и в верхней части суглинистой толщи нечетких, прерывистых, изогнутых и срезающих друг друга ледяных прослоек, которые в настоящее время формируются на склонах, где происходит солифлюкция.

4. Об участии делювиальных процессов в накоплении суглинков свидетельствуют следующие признаки:

а) наличие в суглинках нечеткой косої слоистости, которая становится заметной кое-где на выветрелых стенках шурфов; б) наличие в верхней части суглинистой толщи в блоках между крупными ледяными жилами пологоволнистых, четких, выдержанных по простиранию льдистых поясков, характерных для делювиальных склонов.

Следовательно, формирование асимметричных долин сопровождается их заполнением делювиально-солифлюкционными отложениями со стороны лучше обогреваемого склона.

Участок такого склона, подмытый речкой или ручьем, вновь быстро выполаживается, и пойма перекрывается длинным шлейфом делювиально-солифлюкционных отложений. Когда русло ручья вновь смещается к подножию лучше обогреваемого склона, водный поток не справляется с переносом всего поступившего в долину материала, и часть шлейфа сохраняется.

У подножия теневого склона подмытый речкой уступ сохраняет свою крутизну лучше. При образовании каждой последующей излучины ручей продолжает работу, и скальный уступ медленно, но неуклонно отступает.

Отложения, которые накапливались на пойме в шлейфах у подножия террасовала, соответствуют описанному выше нижнему горизонту суглинков с погребенными ледяными жилами. Вышележащий горизонт нельдистых суглинков, образовался на относительно крутом склоне террасовала, где интенсивность склоновых процессов была максимальной. Горизонт суглинков с «решеткой» крупных ледяных жил накапливался на поверхности террасовала, где интенсивность склоновых процессов снижалась до минимума из-за незначительного уклона. Покровный горизонт льдистых суглинков формировался позже одновременно на всех элементах рельефа террасовала, но в других климатических условиях.

Интенсивность склоновых процессов тесно связана с особенностями климата и изменяется вместе с ними. Поэтому и формирование асимметричных долин не является плавным, непрерывным процессом, а проходит в несколько этапов, которые запечатлеваются в морфологических особенностях и в геологическом строении асимметричных долин.

Следы, отражающие неравномерность процесса формирования асимметричных долин, лучше всего наблюдаются в их верховьях. В истоках ручьев постоянное русло отсутствует.

Вода, стекающая по ложбинам стока, собирается в узком, заболоченном тальвеге, дно которого поросло осоками и сфагнумом. Ниже по течению начинается врез ручья. Поток концентрируется в крутостенном эрозионно-термокарстовом русле. Глубина его достигает 1—1,5 м, а на некоторых ручьях даже 3—4 м, ширина изменяется от 3—4 до 15—20 м (рис. 3). Еще ниже по течению это русло расширяется и превращается в довольно прямолинейную плоскодонную канаву с задернованными стенками.

Очевидно, перед нами типичный случай удлинения русел ручьев путем регрессивной эрозии. Но при этом привлекает внимание тот



Рис. 3. Эрозионно-термокарстовое русло на верхнем участке асимметричных долин.

факт, что, прорезая темно-серые льдистые суглинки или супеси со щебнем, овражки вскрывают галечник, который по условиям залегания может принадлежать только к аллювию данных ручьев. Следовательно, в один из предшествующих этапов верховья асимметричных долин были врезаны глубже, чем сейчас, и на днище их накапливался галечник. Впоследствии галечник был перекрыт суглинисто-супесчаной толщей, большая часть которой принадлежит к склоновым отложениям.

Характерно, что склоновые отложения, заполняющие верховья асимметричных долин, целиком относятся к выделенному выше покровному горизонту льдистых суглинков. В них, как уже говорилось, наблюдается определенная закономерность в изменении криогенных текстур, отражающая оживление процессов солифлюкции в начале формирования покровного горизонта и постепенное затухание их к концу его формирования.

Очевидно, заполнение долин склоновыми отложениями было обусловлено оживлением процессов солифлюкции на склонах. Естественно, что оно началось прежде всего в верховьях, где склоны круче, а эрозионная способность водного потока невелика. С замедлением и прекращением процессов солифлюкции прекратилось и заполнение долин склоновыми отложениями и начался врез ручья, распространяющийся снизу к верховьям. Одновременно на склонах была разработана густая сеть полос и ложбин стока, которые многими исследователями до сих пор ошибочно принимаются за признаки солифлюкции.

О времени заполнения верховьев долин склоновыми отложениями можно судить по условиям залегания и облику отложений покровного горизонта.

Эти отложения отличаются от нижележащих суглинков прежде всего высокой льдистостью, оглеенностью, наличием торфянистых прослоек и редкой встречаемостью ледяных жил. На ныне залесенных склонах в суглинках покровного горизонта встречаются погребенные древесные остатки. Точно такие же отложения слагают современный

сезонноталый слой. Учитывая все это, а также покровное залегание суглинков, их возраст можно считать голоценовым, а оживление солифлюкции датировать началом голоцена.

В асимметричных долинах на хр. Куларе хорошо заметны следы еще одной эпохи более интенсивного заполнения долин склоновыми отложениями. Очень часто в нижней части склонов северной экспозиции на элювии коренных пород залегает галечник, перекрытый тонким слоем склоновых отложений. Иногда слой галечника лежит на 18—20 м выше дна долины (см. рис. 2). Очевидно, аккумуляция их происходила в эпоху, когда долина интенсивно заполнялась наносами со склонов, а русло ручья не только отеснялось к подножию склона северной экспозиции, но и «отжималось» кверху вдоль него. Линзы накапливающегося галечника переслаивались со склоновыми отложениями. Когда интенсивность сноса со склонов уменьшилась, ручей частично очистил долину от накопившихся отложений, была вынесена и часть галечника, а оставшийся материал переотложен и перекрыт щебенистыми суглинками.

Так как этот этап вреза долин непосредственно предшествовал голоценовому этапу оживления солифлюкции, его правильнее всего датировать второй половиной верхнего плейстоцена. Тогда эпоха предшествующего заполнения долин приходится на первую половину верхнего плейстоцена, что не противоречит имеющимся результатам определения возраста отложений по фаунистическим остаткам и данным спорово-пыльцевых анализов. Особенности сохранившихся от размыва склоновых отложений свидетельствуют о том, что заполнение долин происходило в условиях сурового климата арктической тундры, когда поверхность склонов была слабо задернована.

Имеются признаки еще более ранних этапов вреза и заполнения долин склоновыми отложениями, но на них мы здесь останавливаться не будем.

Таким образом, в процессе формирования асимметричных долин чередуются этапы оживления и затухания склоновых процессов. Когда склоновые процессы оживляются, долины усиленно заполняются делювиально-солифлюкционными отложениями, а русло отесняется к подножию теневого склона или даже «отжимается» вверх вдоль него. Долины расширяются за счет отступления склона северной экспозиции, асимметрия усиливается. С затуханием склоновых процессов начинается углубление долин и расширение их днища преимущественно за счет размыва подножия террасовала.

Из изложенного видно, что формирование асимметричных долин тесно связано с развитием процессов солифлюкции. В настоящее время солифлюкция протекает преимущественно в зоне тундры или в горах выше верхней границы леса. Но и здесь в условиях континентального климата она наблюдается далеко не повсеместно. В отдельные эпохи в прошлом интенсивность солифлюкции, в связи с увеличением влажности климата и деградацией растительности, значительно возрастала, а сам процесс охватывал более обширную территорию в соответствии с расширением зоны тундры или горно-тундрового пояса. Однако никогда в четвертичное время явления солифлюкции не распространялись на всю современную область сплошного развития многолетнемерзлых горных пород целиком. Поэтому и асимметричные долины данного типа встречаются не во всей этой области, а только там, где достаточно долго существовала тундра и где развитию асимметрии благоприятствовали тектонические условия.

## ЛИТЕРАТУРА

- Гравис Г. Ф. Ледяные жилы в делювиально-солифлюкционных отложениях. Сборник: «Вопросы географии Якутии», вып. 2. Якутск, 1962.
- Качурин С. П. Мерзлотные и геоморфологические наблюдения в устье реки Анадырь в 1935 г. Тр. Комитета по вечной мерзлоте, т. VI. Изд-во АН СССР, М.—Л. 1938.
- Пресняков Е. А. Об асимметрии долин в Сибири. Сборник: «Вопросы геологии Азии», т. II. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Dorywalski M. Znaczenie powierzchni peryglacjalnej dla badań erozji i denudacji w okolicach Łodzi. Biuletyn peryglacjalny, 1955, nr. 2.
- Louis H. Allgemeine Geomorphologie. 2-te Auflage. Berlin, 1961.
- Pierzchałko Ł. Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej. Czasopismo geograficzne, 1954, tom XXV, zeszyt 4.
- Poser H. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. Erdkunde, 1948, S. 53—68.
- Schostakowitsch W. B. Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, 1927, S. 397—427.
- Tricart J. Le système d'érosion periglaciaire. L'information géographique, 1951, pp. 187—193.
-

## К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ТЕРРАС ЕНИСЕЯ

---

**А. И. ЛАВРЕНТЬЕВ**

(Институт геологии и геофизики СО АН СССР)

В настоящей статье предпринимается попытка применительно к Енисею разобрать факторы, называемые причинами образования речных террас. Но прежде необходимо сделать два замечания по существу вопроса. 1. В силу особенностей эрозионно-аккумулятивного процесса коренное ложе дна долины (плотик) даже в эрозионную фазу развития долины бывает прикрыто слоем аллювия. Это следует иметь в виду потому, что часто без нужды образование аллювиальных свит связывают с действием внешних сил. 2. Врезание реки возможно лишь при отрицательном балансе рыхлого материала, причем врезание в плотик может происходить только тогда, когда он хотя бы на непродолжительное время освобождается от осадка и становится доступным эрозии.

### **ВОЗНИКНОВЕНИЕ И ЛИКВИДАЦИЯ ПРИЛЕДНИКОВЫХ ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР \***

Вопрос о влиянии подпрудных озер на террасообразующую деятельность Енисея имеет гидрологическую и историко-геологическую стороны. Отвлекаясь на время от последней, можно думать, что данный случай напоминает образование водохранилища.

По М. А. Великанову (1946, 1955), процесс заиления водохранилища имеет тенденцию к образованию дна, уклон которого был бы равен прежнему уклону реки на этом участке. Если бы она имела бесконечную длину и постоянный уклон, эта тенденция могла бы распространиться вверх по течению до бесконечности. Однако вогнутая форма продольных профилей реальных рек обуславливает обязательное слияние нового дна с прежним ее дном. Значит, аккумуляция может захватить лишь ограниченный участок реки, примыкающий к водохранилищу.

Е. В. Шанцер же (1951) ушел дальше, утверждая, что и на реке с вогнутым продольным профилем влияние подпора может распространиться до ее верховья. Для доказательства этого Е. В. Шанцер мысленно разделил продольный профиль, по условию соответствующий

---

\* Хотя вопрос о характере оледенений Западно-Сибирской равнины не может еще считаться решенным, для удобства рассуждений без критики принимаю континентальную их гипотезу.

профилю равновесия, на четыре отрезка равной длины и принял в границах каждого из них уклон постоянным (рис. 1). Е. В. Шанцер считал, что под влиянием подпора на отрезке АВ профиль реки в силу накопления аллювия с течением времени займет положение  $A'B'$ , что равносильно возникновению в точке В подпора  $BB'$ , равного  $AA'$ . В свою очередь это вызовет повышение профиля на отрезке ВС до уровня  $B'C'$  и приведет к образованию подпора  $CC'$ , равного  $BB'$ . В итоге весь продольный профиль повысится параллельно самому себе и долина заполнится аллювием на высоту подпора.

Е. В. Шанцер отметил, что для полного завершения процесса требуется бесконечное время. Но и без этого уточнения из предопределенности вывода заложенными в схему исходными данными вытекает ее неспособность решить поставленную задачу: иные данные приводят к иным выводам. Так, если продольный профиль разделить на два отрезка (отрезки  $MB$  и  $BD$ ) или — для случая с четырьмя отрезками — считать высоту подпора равной превышению точки А над точкой М, то подпоры выклинятся соответственно в точках В и А. Значит, имеющаяся эрозионная или аккумулятивная направленность работы реки останется без изменений. При выклинивании же подпора ниже точки А река должна будет врезаться (?) — ведь переломы продольного профиля на разбираемой схеме приурочены к местам его пересечения с вертикальными линиями!

Но, даже строго следуя за Е. В. Шанцером, нельзя согласиться с ним и по другой причине. В самом деле, если аккумуляция на отрезке ВС наступит не раньше, чем завершится на отрезке АВ, то на объемной модели (см. рис. 1) механизм процесса будет выглядеть как последовательное прикладывание «аллювиальных брусков»  $AA'A''B''B'V$ ,  $BB'V''C''C'V$  и т. д., которые с уменьшением длины отрезков неизбежно превратятся в вертикальные пластины. Однако, поскольку факторами подпора для аллювиальных частичек являются замедление движения и остановка самих частичек, тело вызванной подпором аккумуляции должно иметь клиновидную форму. Поэтому процесс аккумуляции может продолжаться лишь до массового перебрасывания частичек через ниже расположенные, а в интересующем меня случае — до формирования продольного профиля, достаточного для сноса «излишков» твердого стока через ледниковый щит к океану либо через водораздел в другую речную систему.

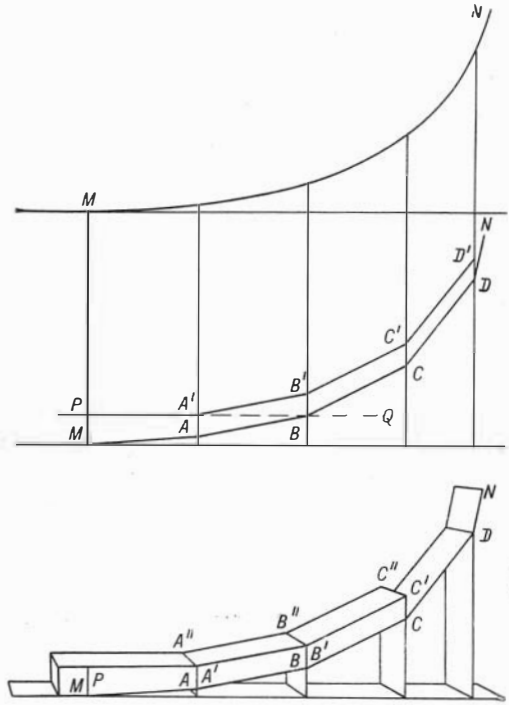


Рис. 1. Вверху — перестройка продольного профиля реки под влиянием повышения базиса эрозии (по Е. В. Шанцеру, 1951). Внизу — утрированная схема аккумуляции аллювия при повышении базиса эрозии.



Рассмотрение историко-геологической стороны влияния подпрудных озер долины Енисея вносит существенные коррективы в сформулированный вывод.

В озерах, являвшихся, надо полагать, достаточно глубокими, за промежутки времени, охватывавшие ледниковые эпохи, накапливались осадки сравнительно небольшой мощности. Например, мощность ленточных и ленточноподобных накоплений самаровского озера редко когда превышает 10 м. Сопоставляя действительную и максимально возможную — по аналогии с водохранилищами — мощности озерных толщ, позволительно думать, что осадконакопление в озерах не могло вызвать аккумуляцию аллювия на вышерасположенном участке реки. В самом деле, принимая во внимание стремление Е. В. Шанцера объяснить повышением уровня приемного бассейна лишь избыточную мощность аллювия, таковой нельзя признать мощность аллювия причинно связанной с самаровским оледенением IV террасы в Абалаковском сужении долины, в непосредственной близости от места выклинивания озера — в среднем 4,5 м, максимум 8,0 м (Лаврентьев, 1965).

В зонах приледниковых подпрудных озер\* существование последних сказывалось на смещении процессов эрозии и аккумуляции аллювия на межледниковья и переходные к ним и от них периоды. (Сходная картина наблюдалась в зонах горных и равнинных оледенений.) Река аккумуляровала непосредственно перед затоплением дна долины водами озера и сразу же после восстановления стока на север, о чем свидетельствует трехчленное строение некоторых террас: внизу иверху аллювий, в середине — озерные накопления. Нижняя аллювиальная свита могла возникать в продвигавшейся вверх по долине области выклинивания подпрудных озер. В пользу этого свидетельствует, например, спорово-пыльцевая диаграмма разреза Большешаровского яра нижнего Енисея, показывающая, что по крайней мере в верхней части аллювиальной свиты спектр растительности принципиально не отличается от такового в озерных накоплениях и является столь же холодным (Архипов, 1960).

В зонах равнинных оледенений большое значение имел процесс прорыва ледниковых плотин. Катастрофический его характер при значительных уклонах ложа потока мог привести к врезанию с дальнейшим продвижением врезания вверх по течению. (Очевидно, подобным образом развивались события в конце зырянского оледенения.) Это позволяет прорыв ледниковых плотин отнести к факторам террасообразования.

### ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ ГЛАВНОГО БАЗИСА ЭРОЗИИ

В отличие от предыдущего случая, океаническая впадина может вместить без эффективного повышения дна любое количество приносимого рекой осадка. Поэтому в результате колебаний главного базиса эрозии происходит лишь уменьшение или увеличение длины и повышение или понижение уровня предельного врезания реки — уровня, соответствующего скорости течения воды, при которой из-за неизбежного заболачивания исключается воздействие реки на свое ложе (рис. 2); в благоприятной обстановке формируются дельты. (Между прочим, дельты не являются свидетельством начала избыточной аккумуляции,

\* Предлагается делить долину Енисея на зоны по признаку связи с конкретными оледенениями: зоны горных оледенений, внеледниковые зоны, зоны приледниковых подпрудных озер и зоны равнинных оледенений.

ибо они растут не столько вверх по долине, сколько выдвигаются в море; к тому же наиболее благоприятные условия для их формирования — регрессии.) И только тогда, когда устье реки дойдет до материкового склона, возникнут предпосылки к ее врезанию.

Однако С. П. Горшков (1961а) в согласии с идеями Е. В. Шанцера (1951), который, кстати сказать, не видел разницы между образованием водохранилища и повышением уровня моря, возникновение террас среднего Енисея связывал с повышением базиса эрозии, включая сюда и формирование подпрудных озер, поскольку считал, что нормальная мощность древнего енисейского аллювия намного превышает таковую современного аллювия, равную 11—14 м. Не останавливаясь на невозможности столь прямолинейного применения принципа актуализма в отношении нормальной мощности древнего аллювия, обращусь к фактическому материалу.

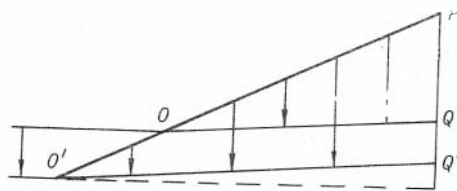


Рис. 2. Понижение уровня предельного врезания реки под влиянием понижения базиса эрозии.

По С. П. Горшкову (1961а), накопления VII террасы достигают по мощности 15 м. Но в одном из опорных ее разрезов — у д. Серебряково — аллювия всего 6 м. Все остальное — покровные, или конвекстиальные (Лаврентьев, 1965) образования. Из 45 м накоплений VI террасы (Горшков, 1961а) мощность галечников у с. Усть-Батой равна 8,15 м (Горшков, 1960); остальное — покровные (конвекстиальные) образования. Галечники V террасы едва составляют треть 40—50-метрового ее разреза (1960, рис. 1). Мощность аллювия IV террасы в районе Красноярска 15,2 м (1960) при мощности всех накоплений до 40—45 м (1961а). Следовательно, сколько-нибудь серьезно говорить об избыточной мощности аллювия не представляется возможным. Что же касается III, II и I террас, то это разные уровни единого дна долины, образованного во время таяния ледников максимального горного оледенения, сопоставленного Н. А. Ефимцевым (1961) с зырянским; уступы между ними имеют тот же характер, что и уступы между современными уровнями поймы и руслом\*. Половодья тогдашнего Енисея были больше современных, чем и объясняются разница в высотах уровней и значительная мощность аллювия высоких уровней. Так, даже в Центрально-Тувинской котловине мощность аллювия высокого уровня достигает 35 м. А ведь, согласно Е. В. Шанцеру, чтобы подпор заметно сказался на мощности аллювия в верховьях даже равнинных рек, недостаточно тех немногих десятков тысяч лет, «отпущенных» на их образование.

Следует, однако, отметить, что впоследствии С. П. Горшков усматривал причину формирования террас Енисея уже в движениях земной коры (1961б), а затем и в изменениях климата (Горшков, Минервин, 1964).

По мнению С. В. Эпштейна (1957), ниже устья Подкаменной Тунгуски имеется дополнительный уровень низкой поймы, возникший в связи с недавним опусканием базиса эрозии. Однако, согласно данным

\* Для выделения тех «террас» имеется один единственный критерий — высота поверхности. Его «надежность» такова, что В. И. Громовым (1948) упомянутое древнее дно долины расчленено на две, С. П. Горшковым (1960, 1961б) — на три, а В. В. Фениксовой (1960) — на четыре «террасы».

Гидрологических ежегодников, сейчас там происходит интенсивное осаждение взвешенных наносов, причину которого, если стоять на позициях разбираемой гипотезы, следует искать в поднятии базиса эрозии. Можно, конечно, предположить, что его опускание, на которое сослался С. В. Эпштейн, уже сменилось поднятием, а врезание реки — аккумуляцией. Но, имея в виду спорность суждения С. В. Эпштейна, не проще ли связать аккумуляцию с особенностями тектонического режима прилегающей к долине Енисея части Западно-Сибирской равнины?

Заслуживает внимания попытка моделирования эрозионно-аккумулятивных процессов, предпринятая Н. И. Маккавеевым и его сотрудниками (1961). В серии опытов, связанных с колебаниями уровня приемного бассейна, ими получен результат, указывающий на зависимость террасообразования от колебаний базиса эрозии. Однако, поскольку не были соблюдены требования теории подобия (Гухман, 1963) и поскольку в опыте с резким повышением уровня бассейна край зоны регрессивной аккумуляции отступил от устья на 10 м, тогда как дельта выдвинулась почти на 20 м (при начальной длине «реки» 30 м), приходится думать, что в этой серии моделировались всего лишь приустьевые участки мелких линейных водотоков. Иногда же несоответствие модели «настоящей» реке выступает явно. Так, в опыте с медленным снижением уровня бассейна возникло 9 террас. Прямое использование этого результата может привести к выводу о том, что по причине неоднократных трансгрессий и регрессий Ледовитого океана и затопления долины Енисея приледниковыми водами могло возникнуть несколько десятков террас.

Любопытно: после натуральных наблюдений Н. И. Маккавеев (1955) отметил, что образование водохранилищ отнюдь не препятствует росту оврагов и что подъем уровня приемного бассейна не приводит к равномерному по всей длине реки наращиванию ее дна.

## НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Как принято думать, нет никаких различий между эвстатическими колебаниями главного базиса эрозии и его перемещениями, вызванными регионально-тектоническими факторами. Но это справедливо лишь для случая, когда бассейн реки испытывает движения одного знака и одной скорости во всех своих частях, т. е. для случая, не представляющего особого интереса, так как уклоны продольного профиля реки остаются неизменными. Неотектоническая же деятельность, охватывающая только приустьевую участок, приводит к изменению уклонов. (Увеличение уклонов и отсюда скоростей течения способствует возрастанию скорости перемещения руслового аллювия и, следовательно, уменьшению его мощности. К противоположному результату приводит уменьшение уклонов. Соответственно должна меняться частота обнажения плотика.) Задача сводится к выяснению роли неотектонических движений во всем речном бассейне.

Идея о ведущей их роли применительно к террасам Енисея проводилась Л. А. Рагозиным (1960), который писал: «Колебательные движения, если они достигают интенсивности, способной регулировать угол наклона русла, будут влиять на живую силу реки, увеличивая или уменьшая ее» (стр. 136); «...для крупной реки, впадающей в море... глубина эрозионного вреза будет прямо пропорциональна неотектоническому поднятию» (стр. 137); «Величина мощности аллювия... пропорциональна опусканию» (стр. 138). Одновременно с этим Л. А. Рагозин

утверждал, что «с характере поднятий того или другого блока дает представление глубина эрозионного вреза от поверхности террасы до цоколя последующей, более низкой террасы. Интенсивность опускания определяется на основании измерения мощности террасовых отложений, с учетом нормальной мощности аллювия» (стр. 136). Тем самым Л. А. Рагозин впал в порочный круг: колебания земной коры — причина формирования террас, террасы — признак колебаний земной коры. Но безотносительно к этому все же следует изучить возможность привлечения числовых характеристик речных террас для доказательства колебательных движений, ибо по долине Енисея нет прямых данных в пользу последних.

По поводу сказанного возникают такие возражения. 1. Мощность всех «террасовых» — аллювиальных, конвективных (покровных), антропогенных и иных — накоплений не является критерием неотектонического опускания, как и повышения базиса эрозии, о чем речь была выше. 2. Если считать показателем опускания мощность аллювия за вычетом нормальной его мощности, то их равенство или превышение второй над первой заставляет предполагать отсутствие опусканий и наличие соответственно остановок или замедления воздымания. 3. До сих пор еще не найден способ вычисления нормальной мощности древнего аллювия. 4. Глубина врезания равна расстоянию между уровнем, лежащим где-то ниже кровли руслового аллювия одной террасы, и цоколем более низкой террасы.

Далее. Наличие в аллювии I террасы Западно-Саянского участка енисейской долины валунов объемом до 40 м<sup>3</sup>, заставляющее говорить о колоссальной скорости течения воды в аккумулятивную фазу, скорее указывает на увеличение уклонов, нежели на их уменьшение.

Наконец, если свидетельство террас в пользу колебательных движений показать на схеме, изображая «степень недостоверности» штриховкой, то место им будет в наиболее заштрихованной ее части (рис. 3). Поясню эту схему.

Признаки событий и явлений прошлого делятся на (1) непосредственные и (2) опосредованные. Например, аллювий есть признак накопительной работы реки; террасы через поверхности и уступы указывают на бывшие во время их формирования изменения режима реки. Но последнее не так уж и очевидно: «террасы врезывания» С. С. Шульца (1940) возникают без изменений режима. С другой стороны, признаки могут указывать (3) на одно событие или явление из ряда взаимосключающих событий или явлений (речная терраса — на проявляющуюся и в прошлом эрозионно-аккумулятивную деятельность реки), и (4) на одно из нескольких либо на несколько событий или явлений (изменение направленности работы реки при формировании «цикловых террас» С. С. Шульца — на колебания базиса эрозии или земной коры, на изменения климата, перестройку гидросети, на все сразу или часть перечисленного). При этом даже свидетельствующие об одном событии (явлении) и непосредственные признаки не строго достоверны. Так, И. К. Баженов (1934) принял галечно-валунную толщу I тер-

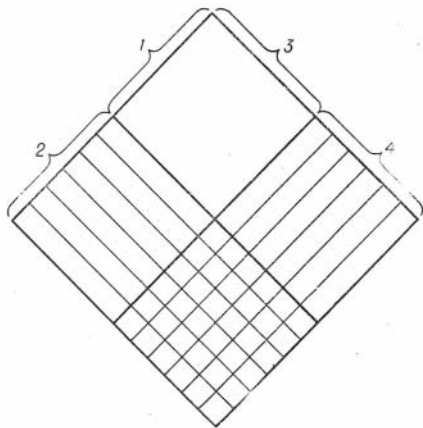


Рис. 3. «Ромб достоверности» событий и явлений прошлого. (Объяснения в тексте).



и размах движений во всем бассейне реки и на каждом тектонически однородном участке долины. Все это вместе с проблематичностью «необходимых» колебательных движений, а также недостаточностью знаний о реакции земной коры на оледенения пока не позволяет распространять влияние неотектонических движений дальше интенсификации или замедления (до нуля) уже имеющегося террасообразующего процесса.

Что касается экспериментов, воспроизводящих взаимодействие тектонических и эрозионно-аккумулятивных процессов (Маккавеев и др., 1961), то ввиду односторонней их направленности — моделирования положительных локальных структур при равномерном поднятии — их результаты не способствуют выяснению факторов террасообразования. К тому же анализ строения речных террас Русской равнины не подтверждает причинной их зависимости от поднятий и опусканий (Маккавеев, 1955).

Создается впечатление, что предположение о главенствующей роли неотектонических движений в процессе формирования речных террас было механически заимствовано из наблюдаемого над морскими террасами, где таковая является вполне возможной.

### ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Уменьшение влажности климата высоких широт во время оледенений, сказывавшееся на количестве атмосферных осадков, и концентрация значительного процента последних в ледниках и снежниках приводили к резкому уменьшению водности Енисея. Небольшие глубины реки и долгие зимы способствовали падению роли боковой эрозии, относительноному возрастанию роли эрозии под льдом и повышению значения донного льда как фактора денудации и транспорта. Сухость климата практически исключала химическое и подавляла физическое выветривание и препятствовала широкому развитию склоновых денудационных процессов (в долине Енисея мною описано два, и то сомнительных примера проявления древней солифлюкции; древний же «делювий», как правило, сложен выпавшей из атмосферы пылью). Большинство мелких притоков Енисея пересыхало (например, известный Ланков лог у с. Кубеково был заполнен в сартанское время той же пылью на высоту до 4 м). Поэтому вопреки падению мощности Енисея его русло не должно было загромождаться обломочным материалом, а твердый сток уменьшался и абсолютно, и относительно: даже весной его воды не были очень мутными, на что указывают ленточные осадки подпрудных озер.

При отрицательном балансе твердого стока русловой аллювий быстро истирался, мельчал, выносился вниз по течению, что вместе с исчезновением водной растительности приводило к уменьшению шероховатости русла и, отсюда, некоторому возрастанию скорости течения воды у дна и увеличению возможности продвижения мелкого коррадирующего материала, а главное — сокращению сбъема аллювия и росту площадей обнаженного дна. Таким образом, расход энергии потока был направлен на работу в русле — на глубинную эрозию, осуществлявшуюся одновременно по всей длине реки.

С началом интенсивного таяния ледников и увлажнения климата эрозионная фаза развития долины сменялась аккумулятивной фазой: со склонов и междуречий, а также за счет размыва морен в русло поступал обильный обломочный материал, полностью скрывавший пло-

тик. Вся огромная разрушительная работа реки направлялась на перестилание собственных накоплений и боковую эрозию.

Впрочем, по мнению некоторых исследователей, аккумулятивные фазы приурочивались к началу и середине оледенений, что объясняется неспособностью ослабевших рек перерабатывать поступающий в их русла материал. Но этому противоречит хорошая окатанность галечника во всех енисейских террасах, не отличающаяся от таковой в современном русловом аллювии. Правда, аллювий I террасы верхнего Енисея — в тех случаях, когда ее разрезы располагаются ниже береговых скальных массивов, — бывает переполнен неокатанным материалом. Но он, наоборот, свидетельствует о громадной мощности потока, который мог быстро перемещать на сотни метров глыбы объемом до  $25 \text{ м}^3$ , а мелкие глыбы и щебень — на километры без существенного окатывания.

С концом таяния ледников водность и мутность Енисея уменьшались. Поэтому его врезание могло начинаться уже в межледниковья. Для примера сошлюсь на Осиновские Щеки и Абалаковское сужение, где дно реки местами обнажено. Но так или иначе, каждому историко-геологическому этапу, обнимавшему межледниковье и ледниковье, или, если смотреть шире, эпохи увлажнения и иссушения климата, должна отвечать одна терраса.

Справедливость этого подтверждается фактами. Так, террасы Восточно-Саянского участка долины Енисея (см. рис. 4) хорошо укладываются в стратиграфическую схему С. А. Архипова и О. В. Матвеевой (1964). Датируя дно долины голоценом и считая три средние террасы с довольно сильно выветрелым галечником пестрого состава эоплейстоценовыми (С. П. Горшков, 1962, в таком же галечнике выше по течению обнаружил кости *Equus sahmeniensis* Teilh. et Riv., отнесенные Э. А. Вангенгейм к среднему или верхнему эоплейстоцену), можно следующим образом стратифицировать всю лестницу террас: I, с цоколем возле уреза воды в реке, — поздне-последырянская, II — поздне-последырянская, III — поздне-последырянская, IV — поздне-последырянская, V — поздне-последырянская, VI — древнеплейстоценовая, VII, VIII и IX — эоплейстоценовые\*. Данных для датировки X и XI террас пока нет. Но, имея в виду присутствие на последней гальки, гравия и мелких валунов преимущественно кварцевого состава, можно говорить о значительном ее возрасте.

Здесь уместно возвратиться к вопросу о причине отсутствия на этом участке террас с высотами цоколей между 130—168 м и более 175 м. Она могла заключаться в большой стабильности климата доантропогена и отсюда стабильности режима рек. По-видимому, Енисей постоянно находился в аккумулятивной фазе, почему темп его врезания был незначительным. Из-за этого он успевал разрабатывать дно долины, не оставляя «следов» в виде террас. Конечно, и в это время изменения климата создавали предпосылки для изменения водности и мутности реки и, значит, для формирования террас, — в частности, X и XI.

Несколько слов о возрасте Восточно-Саянского участка долины Енисея. Величина послеоплейстоценового (примерно за 0,6 млн. лет — Иванова, 1965) его врезания составила около 100 м, доэоплейстоценового — 500—550 м, причем последняя при тогдашних темпах вреза-

\* Очевидно, в Сибири, как и в Центральной Европе (Woldstedt, 1954), в эоплейстоцене периодически происходили довольно существенные изменения климата, способствовавшие формированию серии речных террас.

ния была достигнута заведомо более чем за 8 млн. лет. Поскольку же средне-позднеолигоценовая бельская и ранне-среднемиоценовая кирнаевская свиты Обь-Енисейского междуречья, в составе галечников которых широко представлены гальки саянских эффузивов (Боголепов, 1961), были сформированы крупной рекой, т. е., по-видимому, Енисеем, заложение данного участка его долины может быть отнесено по крайней мере к олигоцену.

На Абалаковском участке долины можно выделить террасы с высотами цоколей минус 9,1 — плюс 2,7 м; 9,7—11 м; 14,7—22,9 м; 24—28,3 м; 33—39,8 м; 40,6—48,1 м; 59,9—63,2 м. Последняя, очевидно, является эоплейстоценовой, о чем говорит некоторая выветрелость галек и валунов в слагающем его аллювии (Лаврентьев, 1965).

На смежной территории, в среднем течении Ангары Э. И. Равский (1959) выделил такие же террасы: I — с цоколем ниже уреза воды в реке и высотой поверхности 9—12 м, террасы с цоколями и поверхностями высотой соответственно до 6 м и 14—17 м (II) и 10—12 м и 20—25 м (III), IV, V и VI террасы высотой 30—35, 40—45 и 55—65 м, имеющие характерные цоколи. VII терраса высотой 70—80 м датируется остатками *Equus cf. sanmeniensis* Teilh. et Piv. эоплейстоценом.

Вышесказанное относится к внеледниковым зонам долины Енисея. В зонах приледниковых подпрудных озер и ледниковых зонах врезание могло быть только после окончания таяния ледников — по причине уменьшения водности и мутности, а также в силу необходимости приспособить продольный профиль к профилю во внеледниковых зонах. (Об аккумуляции см. также первый раздел статьи.)

Несколько слов о результатах опытов (Маккаев и др., 1961). Они свидетельствуют, что увеличение концентрации наносов приводит к аккумуляции, а уменьшение — к врезанию и что водность сама по себе не является решающим фактором. Однако авторы говорят о равноценности — по масштабу вызываемых деформаций — изменений названных параметров, хотя одновременно с увеличением водности пропорционально уменьшалась мутность потока. Некритическое отношение к этому выводу может повлечь за собой убеждение, что причина врезания рек кроется в увеличении их мощности в переходный от ледниковый к межледниковьям периоды.

Представленный материал позволяет главным регулятором террасообразующей деятельности Енисея признать колебания режима стока и сноса в результате изменений климата. Большое значение имело также существование ледников и подпрудных озер, а возможно и спуск последних. Неотектонические же движения способствовали или препятствовали, как например в Южно-Минусинской впадине, нормально проявлению террасообразующих процессов.

Следует в конце заметить, что защищаемая здесь схема хода процессов формирования террас Енисея не может быть безоговорочно приложена к другим речным системам. Кроме всего прочего, нужно учитывать и конкретные климатические условия. Например, некоторые реки Северо-Востока СССР аккумулируют сейчас всего при 150—200 мм осадков в год (Лаврушин, 1963), что, однако, для этого региона явно избыточно. Во время же плейстоценовых оледенений, которые были развиты здесь довольно слабо, осадков выпадало, по-видимому, заведомо меньше 75 мм/год, если учесть, что при таком их количестве центр Антарктиды (Костин, Покровская, 1961) является и центром мощного современного оледенения.



## ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. Тр. ГИН АН СССР, вып. 30, 1960.
- Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 29, 1964.
- Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири, [вып. 6], М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Варданянц Л. А. Мезозойская рыхлая толща и четвертичная тектоника, как актуальные задачи геологии в Западной Сибири. «Вестн. ЗСГРУ», вып. 2, 1931.
- Великанов М. А. Динамика русловых потоков. ГИМИЗ, 1946.
- Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Т. II. Изд. 3. М., Гостехиздат, 1955.
- Горшков С. П. К изучению террас р. Енисея на участке от г. Красноярска до устья р. Кан. Сборник мат-лов по геол. Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Горшков С. П. Геологический возраст и палеогеографические особенности формирования террас среднего течения Енисея. «ДАН СССР», 1961а, т. 137, № 5.
- Горшков С. П. Основные черты геоморфологического строения и неотектоника области среднего течения р. Енисея (участок от г. Красноярска до с. Усть-Пит). Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 2, 1961б.
- Горшков С. П. Четвертичные отложения и история развития рельефа Приенисейской Сибири (участок от г. Красноярска до с. Усть-Пит). (Автореф. дисс.). М., 1962.
- Горшков С. П., Минервин А. В. Условия формирования аккумулятивных образований 30—40-метровой «лагерной» террасы р. Енисей (по данным изучения разрезов у с. Ермолаево и г. Красноярска). Тезисы докл. к Всесоюз. совещанию по изуч. четвертичного периода, сек. стратигр. Новосибирск, 1964.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, геол. серия, (№ 17), 1948.
- Гухман А. А. Введение в теорию подобия. М., «Высшая школа», 1963.
- Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. Тр. ГИН АН СССР, вып. 61, 1961.
- Иванова И. К. О длительности четвертичного периода по данным палеоантропологии и абсолютной геохронологии. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Костин С. И., Покровская Т. В. Климатология. Изд. 2. ГИМИЗ, 1961.
- Лаврентьев А. И. Строение долины Енисея в районе Абалаковского сужения. «Геол. и геофиз.», 1965, № 4.
- Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. ГИН АН СССР, вып. 87, 1963.
- Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Маккавеев Н. И., Хмелева Н. В., Зайтов И. Р., Лебедева Н. В. Экспериментальная геоморфология. Изд. МГУ, 1961.
- Равский Э. И. Геология мезозойских и кайнозойских отложений и алмазоносность юга Тунгусского бассейна. Тр. ГИН АН СССР, вып. 22, 1959.
- Рагозин Л. А. Особенности неотектоники долины р. Енисея от г. Красноярска до устья р. Большой Пит. Сборник мат-лов по геол. Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Фениксова В. В. Четвертичные отложения долины р. Енисея от г. Красноярска до устья р. Большой Пит. Сборник мат-лов по геол. Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР, вып. 135, геол. серия (№ 55), 1951.
- Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас. Изв. ВГО, т. LXXII, вып. 6, 1940.
- Эпштейн С. В. К вопросу о сопоставлении четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Западно-Сибирской низменности и Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. межвед. совещания по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Докл. по стратигр. мезоз. и кайноз. отлож. Л., 1957.
- Worldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. I. Bd. Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters, 2-te Auflage. Stuttgart, 1954.

# К ГЕОМОРФОЛОГИИ КАРСТА И ОПОЛЗНЕЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**С. М. БОЛЬШАКОВ**

(Томский государственный  
проектно-изыскательский институт)

Формирование рельефа Сибирской платформы шло сложным и длительным путем. Процессы эрозии, выветривания и денудации, определяемые геологическим строением платформы и ее длительным поднятием, создали здесь горно-долинный рельеф с обширными плоскими водораздельными пространствами и глубоко врезанными речными долинами, ограниченными крутыми склонами со скальными бровками. действие карста, обвалов-оползней, отседание склонов, влияние холодного гумидного климата и многолетней мерзлоты осложнили рельеф района и наложили свой отпечаток на его ландшафт.

В пределах обширного Ангаро-Ленского междуречья, в районах распространения карбонатных пород усть-кутской свиты ордовика и аргиллитово-мергелистой толщи верхоленской свиты кембрия широко развиты своеобразные формы мезо- и микрорельефа, связанные с деятельностью карста, оползней и отседания склонов. Наиболее четко они выражены по склонам долин Лены и ее притоков — рек Куты, Купы, а также Илима и его многочисленных притоков. Распространяются они по склонам водораздельных возвышенностей, разделяющих эти водотоки.

Характерной особенностью рельефа долин является беспорядочное нагромождение в основании склонов обломков и глыб различного размера, сменяющихся затем сместившимися крупными скалоподобными глыбами и блоками, слагающими последовательными рядами верхнюю часть склона до его скальной бровки. За бровкой долины массив пород расчленяется зияющими трещинами и глубокими коридорами и рвами, протягивающимися субпараллельно склону и разделенными скальными блоками и валами. В глубине пологих водораздельных склонов коридоры и рвы теряют резкость очертания, сглаживаются и сменяются небольшими глухими долинами, западинами и воронками.

Возникновение и развитие этих своеобразных форм рельефа обусловлено действием процессов карста, оползней и отседания склонов. Процессы эти взаимно связаны, идут совместно и часто продолжают друг друга. Тесная их связь затушевывает четкость образуемых ими форм рельефа и затрудняет определение их генезиса. По геоморфологическим признакам можно выделить формы рельефа, в образовании которых доминировал тот или иной процесс.

## КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В районе устанавливается наличие поверхностного и глубинного карста, развивающегося в карбонатных породах усть-кутской свиты.

Распространенными формами поверхностного карста района являются воронки, блюдца и ванны. В своем большинстве эти формы покрытого и, очень редко, голого карста. В плане они имеют различные очертания: от круглых до эллипсоидальных и вытянутых. Преобладающее значение имеют вытянутые формы, которые развиты преимущественно по склонам долин, прослеживаясь здесь прерывистыми цепочками. Цепочки эти ориентированы на СЗ и СВ, т. е. в направлении основной тектонической трещиноватости пород. Воронки круглой и неправильной формы свойственны плоским водораздельным пространствам и очень пологим склонам, сложенным глинисто-известковистыми и кварцево-известковистыми песчаниками. В известняках воронки более резко очерчены.

Воронки имеют длину от 5 до 150, ширину от 1—5 до 50 и глубину до 15 м. Углы наклона склонов также различные: от пологих до крутых, иногда отвесных. Склоны и днища воронок обычно задернованы, покрыты рыхлым обломочным материалом и в ряде случаев поросли крупным лесом. В редких случаях голого карста воронки имеют отвесные скальные борта, а днища их выполнены грубообломочным материалом и заканчиваются трещинами-понорами. Большинство воронок поглощающие, реже они кольматированы и временами содержат воду. В воронках северных склонов фиксируется развитие многолетнемерзлых грунтов, а в трещинах и воздушных каналах в ряде мест образуются скопления льда.

Карстовые котловины от воронок отличаются своими относительно большими размерами и представлены циркообразными или удлинеными впадинами. Они обычно развиты в вершинах долин и логов. Свеобразными формами являются карстовые долины, превратившиеся в эрозионные долины водотоков. Такие формы обычно ориентированы вниз по склону и являются суходолами. В этих случаях очертания, свойственные карстовым формам, теряются; склоны сглаживаются, выполаживаются до  $5\text{--}20^\circ$ , долины расширяются, превращаясь в обычные долины водотоков.

Пещеры в районе встречаются редко, но навесы, ниши и щели — довольно частое явление. Пещеры встречены по левому берегу г. Игирмепо у ее устья и по правому — в 20 км от устья. Первая пещера щелевидная, с выходами сверху и внизу. Благодаря скоплению в ней льда она используется местными жителями как ледник. Вторая пещера довольно большая, объемом более  $600\text{ м}^3$ , вытянутой формы, переходящая на глубине в щелевидную полость. Пещера подробно описана П. М. Большаковым, по данным которого приводим ее план и разрез (рис. 1). Пещеры также встречены по р. Куте, у с. Каймоново (с объемом более  $500\text{ м}^3$ ) и по склонам долин рек Коршунихи, Черной, Видим и в других местах.

Принадлежность ряда пещер к карстовым формам не вызывает сомнений и доказывается как наличием натечных форм-сталактитов на потолке пустот, так и обработанностью стенок карстовыми водами. В пещерах проявляется обрушение потолка и накопление обломочного и рыхлого материала на их дне. Полости пещер обычно не заканчиваются слепо, а продолжают вглубь в форме узких щелей, служащих путями проникновения воды и циркуляции воздуха.

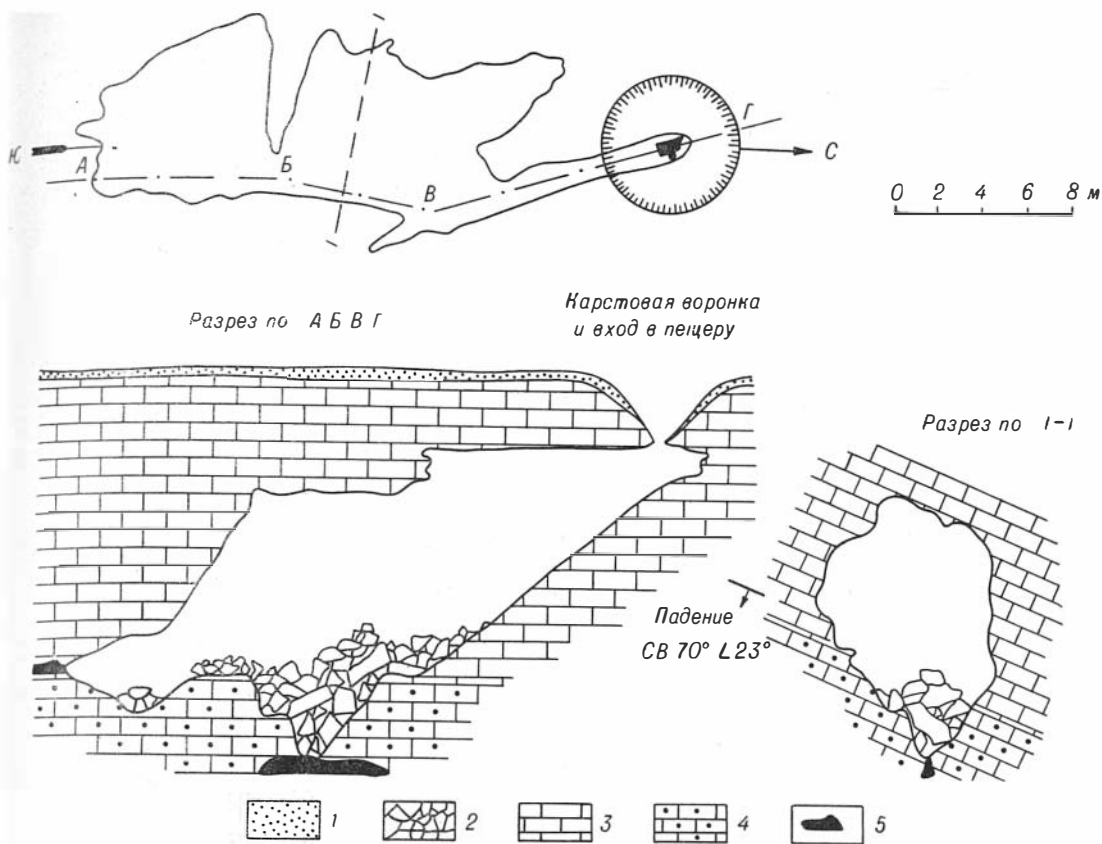


Рис. 1. План и разрез карстовой Игирминской пещеры:

1 — озерно-речные кварцевые пески; 2 — глыбы и щебень известняков и песчаников; 3 — известняки; 4 — известковистые песчаники; 5 — карстовые полости.

Часть пещер и пустот не имеет признаков карстового происхождения и обязана своим возникновением процессам отседания склонов и оползням. Признаками этого являются узкая щелевидная форма их, угловатое очертание контуров и отсутствие натечных образований и коррозии стенок.

Признаки выщелачивания и растворения известковистых пород и отложение натечных вторичных карбонатных образований по трещинам пород в форме известковистых налетов и щеток из миллиметровых натечных бугорков развиты в районе довольно широко.

Карстовый процесс накладывает свой отпечаток и на гидрографическую сеть района, образуя местами сухие долины. Наиболее типичными примерами сухих долин района являются верховья р. Черной, среднее течение рек Касьяновского Иреека и Казачьей, а также ряд логов, где речной поток местами полностью исчезает и поглощается карстовыми полостями. В последующем, ниже по руслу, водоток вновь выходит на дневную поверхность, образуя продолжение реки.

Такова общая характеристика карста района железной дороги. Как видим, типичные формы классического карста, такие как обширные пещеры, гроты, органые трубы, провальные воронки и другие, здесь имеют весьма ограниченное распространение. Вследствие мелкозернисто-

го состава, массивной структуры, доломитизированности и частичной окремненности известняков и песчаников ордовика эти породы слабо карстуются. Значительная нарушенность пород тектонической вертикальной трещиноватостью, трещинами отседания и глыбовыми оползнями способствует быстрой инфильтрации поверхностных вод и глубокому дренажу подземных вод, что ограничивает возможность развития современных форм поверхностного карста. Развитие островной многолетней мерзлоты по днищам долин и северным склонам также ограничивает карстовый процесс района.

В то же время эти обстоятельства способствуют возникновению ряда своеобразных особенностей карста, выражающихся в развитии подземного карста в основании трещин отседания и возникновения таких карстовых форм, как узкие высокие коридоры-щели. В силурийских песчаниках и новейших рыхлых отложениях, покрывающих известняки усть-кутской свиты, развиваются суффозионные воронки, расположенные над этими щелями.

В заключение следует остановиться на возрасте карстовых форм и степени опасности карста для строительства. Развитие карста в нижнепалеозойских карбонатных породах началось в далеком прошлом, еще в девоне, и продолжается в настоящее время. Карстовые воронки древнего — дотретичного возраста отличаются от более поздних пологими склонами, плавными очертаниями, большой величиной и широким развитием не только провальных, но и коррозионных форм. Такие формы возникали в среде, где процессы химического преобразования пород, в том числе коррозия, преобладали над физической деструкцией и где от близкого расположения уровня грунтовых вод и местного базиса эрозии процесс коррозии шел не столько вглубь, сколько вширь. Следующая эпоха развития карста начинается в среднем плейстоцене и продолжается до наших дней. Она связана с интенсивным поднятием региона и проходит в условиях сурового климата (Соколов, 1961).

В связи с поднятием платформы и врезанием речной сети, при глубокой расчлененности пород тектонической трещиноватостью и явлениями отседания склона, в условиях глубокого дренажа подземных вод и сурового гумидного климата в последнее время поверхностный карст развивается ограниченно и весьма медленно. Развитие глубинного карста в условиях наличия мощных трещинно-карстовых вод, циркулирующих концентрированными потоками по глубоким трещинам, в настоящее время происходит более активно, чем в далеком прошлом, когда этих условий не было.

Процесс растворения известковистых пород идет весьма длительно, следовательно, с практической точки зрения опасаться активного увеличения и появления новых карстовых форм нет основания. Участки развития описанного карста относятся к устойчивым. Опасными являются крупные карстовые пустоты, образовавшиеся в далеком прошлом и грозящие возможным обрушением при строительстве тех или иных сооружений. Основную опасность составляют явления, сопутствующие карсту. К ним относятся: расчленение пород на отдельные блоки, ослабление их устойчивости, развитие суффозионно-просадочных явлений и провалов в рыхлой толще, перекрывающей карстовые воронки, долины и западины, а также трещины и рвы отседания. В связи с этим участки, пораженные карстом, перед строительством должны подвергаться специальным инженерно-геологическим исследованиям, на основе которых и решается вопрос о степени их опасности в каждом конкретном случае.

## ФОРМЫ РЕЛЬЕФА, СВЯЗАННЫЕ С ПРОЦЕССАМИ ОПОЛЗЕНИЯ И ОТСЕДАНИЯ СКЛОНОВ

Обвальное-оползневые явления наиболее выражены на крутых склонах долин рек, врезающихся в толщу песчаников и известняков ордовика и вскрывающих глинисто-мергелистые породы верхоленской свиты. В этих условиях верхняя часть склонов долины оказывается сложенной жесткими, трещиноватыми обводненными карбонатными породами, а основание — слабыми полускальными глинистыми разностями, обладающими невысокой несущей способностью и склонными к пластическим деформациям (выдавливанию). Происходит своеобразное формирование склона, в котором интенсивно участвуют оползневые процессы, а также отседание и обрушение склонов.

Морфологически обвальное-оползневые косогоры отличаются следующими особенностями. От уреза реки они начинаются беспорядочным нагромождением глыб различного размера. Навал глыб круто, с углом  $30\text{--}45^\circ$ , поднимается по склону до его средней части, где сменяется крупными скалоподобными глыбами, слагающими последовательными рядами верхнюю часть склона до его бровки. Количество блоков смещения различно (3—5) в зависимости от высоты склона. Располагаются блоки уступами, вдоль бровки коренного склона долины. Разделяются блоки трещинами и коридорами с отвесными скальными стенками и неровным дном, сложенным щебенисто-глыбовым материалом (рис. 2).

Блоки смещения обычно имеют размеры в пределах нескольких метров, но иногда они достигают по ширине  $10\text{--}20$  м и измеряются по длине десятками метров. Превышение их над общей поверхностью склона  $1\text{--}5$  и редко до  $10$  м. В зависимости от характера смещения блоки наклонены вверх либо вниз по склону, с углом  $5\text{--}10$  и редко  $35\text{--}40^\circ$ . Местами они обрушены либо поставлены на голову и лежат в хаотическом беспорядке.

Трещины, коридоры и рвы вытянуты субпараллельно склону, в большинстве случаев они слепые — бессточные и редко открываются вниз по склону, в местах перерыва или разрушения стенок. Они следуют рядами друг за другом, выражаясь в рельефе с середины склона до его бровки и заходят иногда глубоко по склону водораздела. Как трещины, так и коридоры имеют отвесные скальные стенки, неровные и ребристые, что связано со сменой пород, различно противостоящих выветриванию. Очень редко стенки несут следы выщелачивания и имеют ниши и западины.

Ширина трещин от нескольких сантиметров до метра, коридоров — до  $1\text{--}5$  м и редко больше. Глубина последних в рельефе от  $1$  до  $3\text{--}5$  м. Длина от нескольких до сотен метров. Днища коридоров плоские, слабовогнутые, выполненные глыбово-щебенистым материалом, иногда сильно глинизированным. В последнем случае на дне коридоров периодически скапливается вода. Обычно трещины и коридоры заканчиваются щелями и понорами, уходящими далеко в глубь массива склона. Выработками и осмотрами максимальная глубина трещин и коридоров прослежена до  $30$  м. Далее трещины уходили вглубь узкими, недоступными щелями.

Рвы отличаются от коридоров более древним возрастом и крупными размерами. Стенки их частично разрушены, имеют разрывы и сглаженность. Днища выполнены более глинистым материалом и заросли хорошо развитым лесом. Крупный лес в ряде случаев растет и по дну коридоров и трещин, что говорит об их древнем возрасте и относительной стабильности (рис. 3).

Второстепенные положительные формы рельефа представлены глыбами-отторженцами и останцами. Развитие их связано с последующим разрушением скальных блоков и валов, а также явлением отседания отдельных мелких блоков. В рельефе это отдельно стоящие или цепочкой вытянутые вдоль склона скальные глыбы кубо- или сундукообразной формы. Размеры их весьма различны: по ширине — 2—5,

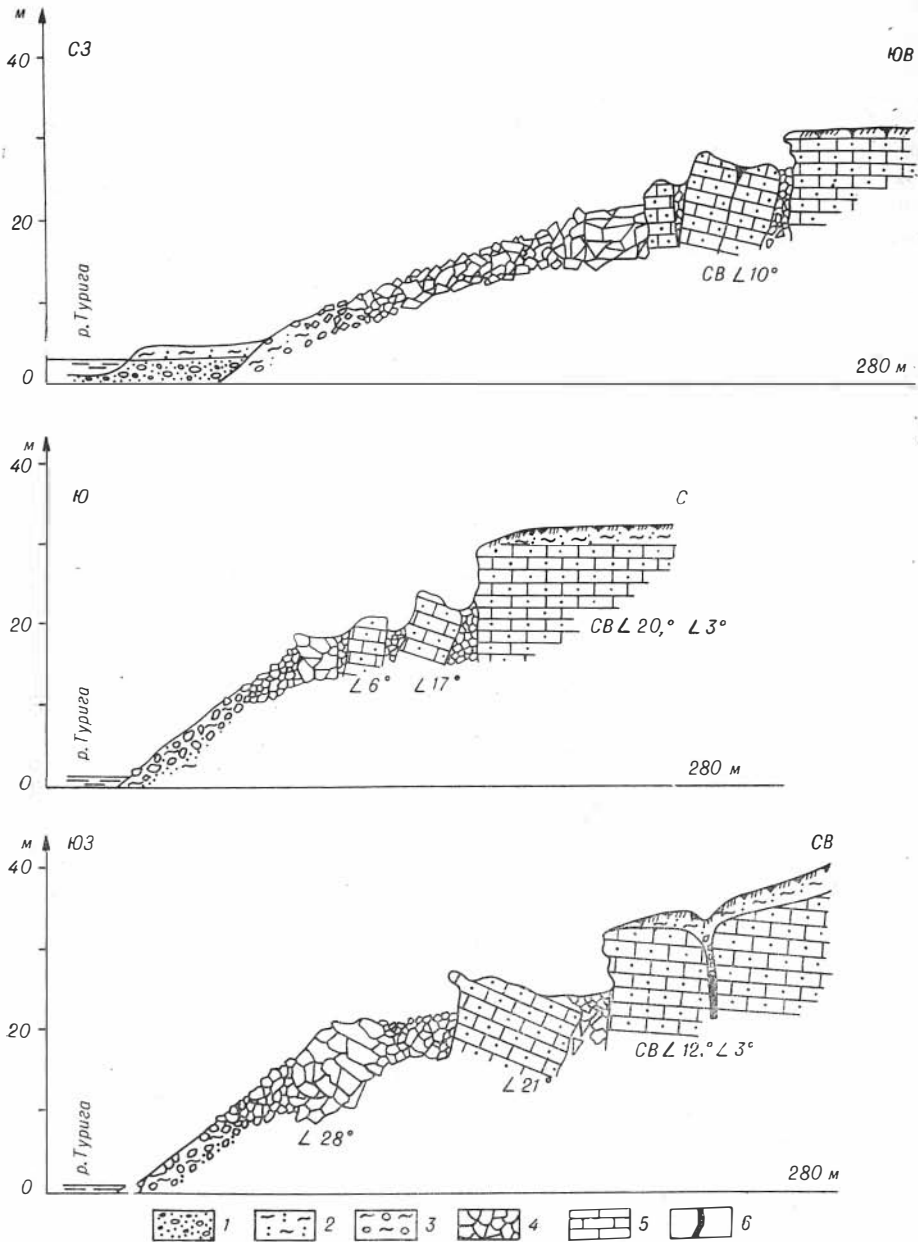


Рис. 2. Рельеф склона долины р. Туринги:

1 — галька, гравий и песок; 2 — суглинок; 3 — глыбы, щебенка, песок и делювиальный суглинок; 4 — глыбы и щебенка коренных пород — известковистых песчаников; 5 — усть-кутские известковистые песчаники и аргиллиты; 6 — зияющая трещина.

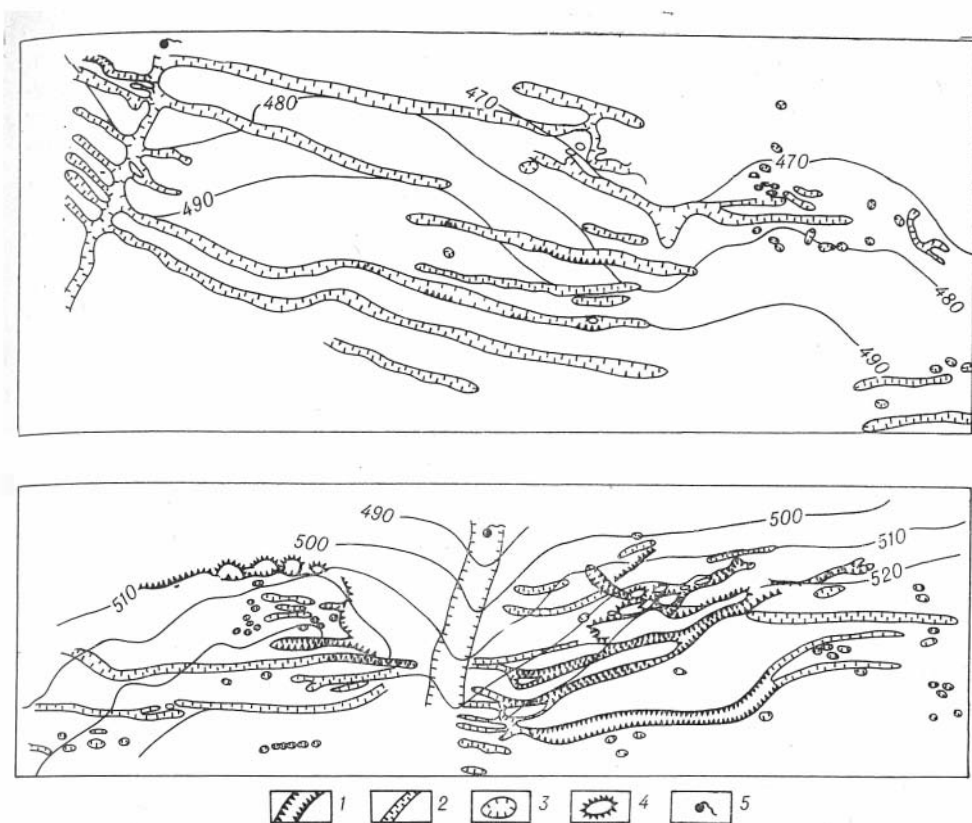


Рис. 3. Строение отдельных участков склона долины р. Мука:

1 — трещины и рвы с обнаженными стенками; 2 — рвы с пологими бортами; 3 — завалуированные пологие воронки; 4 — отторженцы и блоки отседания; 5 — родники.

реже 10 м, по длине 10—50 и высоте 2—3, реже 5—8 м. Стенки их скальные, неровные, ребристые, отпрепарированные процессами выветривания.

Отторженцы отличаются от останцов тем, что они расположены непосредственно у скального обрыва бровки склона, от которого они отчленились в процессе отседания. Вместе с этим они имеют более резкое очертание и породы, их слагающие, менее разрушены.

О генезисе трещин, коридоров и рвов нет единого мнения. Ряд исследователей относит их к явлениям отседания склона (Сахарова, 1950; Соколов, 1961, 1962; Солоненко, 1960). Другие связывают их с карстовой деятельностью (Коржув, 1961; Пармузин 1961). В литературе последнего времени образование их объясняется карстово-оползновыми процессами (Пальшин, Тржицинский, 1964).

Образование данных форм не может быть объяснено явлением отседания. Сущность этого явления состоит в расширении трещин склона делювиальным материалом, забивающим трещины, переменным увлажнением, замерзанием и оттаиванием воды (Соколов, 1962). Силы эти настолько малы, что даже при длительном их действии не могут создать серии широких трещин и рвов, расчленяющих склоны водораздельных пространств. Действие отседания ограничивается участками склонов, где происходит формирование делювия, и выражено оно глав-



ным образом у приборочной части склона, где с ними может быть связано образование блоков и столбов отседания, а также узких трещин и щелочей. Процесс отседания идет очень медленно и редко дает катастрофические деформации склона. Это определяет его относительную безопасность, с точки зрения инженерно-геологической оценки, при строительстве на таких участках. Опасными являются неустойчивые блоки, столбы и глыбы, угрожающие обрушением.

Возникновение и развитие рвов, коридоров и трещин идет сложным путем. Эти формы полигенного типа. Доминирующее значение в их развитии имеют оползневые процессы. Развитие последних определяется геологическим строением платформ, расчлененностью пород глубокой трещиноватостью, наличием трещинно-карстовых вод и главное — появлением пластических деформаций (ползучести) в аргиллитово-мергелистых породах кембрия, при вскрытии их речной эрозией. Карст и отседание, действующие на глубине и на поверхности склонов, ослабляют устойчивость пород, способствуют оползневой деятельности и формированию этих своеобразных форм рельефа, накладывая на них свой отпечаток. В частности, в трещинах и рвах развиваются карстовые формы в виде линейно вытянутых цепочек, провалов и воронок (Коржуев, 1961; Пармузин, 1961).

Придавая большое значение в образовании описанных форм оползневых процессам, остановимся на разделении типов оползней по их геоморфологическим особенностям, характеру движения и степени опасности. По этим признакам оползни разделяются на следующие типы (Большаков, 1964).

1. Глыбовые оползни соскальзывания ангарского типа. Основным движением в них является плоскостной сдвиг неустойчивой скальной массы по глинистым прослоям с обрушением вниз по склону, где образуются глыбовые нагромождения (рис. 4, схема 1).

2. Глыбовые оползни-обвалы илимского типа, развивающиеся на крутых склонах, сложенных в верхних частях скальными породами ордовика, а в нижних — аргиллитами кембрия. Начинаются они пластическими деформациями выдавливания в аргиллитах, переходящими в смещения вращательного типа и оканчиваются глыбовыми обрушениями вышележащих скальных пород. Морфологически они выражены запрокинутыми или наклонными скальными уступами, чередующимися с глыбовыми навалами и осыпями (рис. 4, схема 2). Оползни этого типа возникают и развиваются по склонам глубоко врезанных в глинистую толщу кембрия речных долин, когда имеются условия для значительных вертикальных и горизонтальных смещений. Они приурочены к долинам крупных рек (Илиму, Купе, Куте), где активно развиваются в местах речных прижимов.

3. Оползни блоковых сдвигов ленского типа, возникающие в процессе потери прочности и ползучести глинистых грунтов основания склона и последовательного отчленения блоков жестких пород, сохраняющих при смещении залегание, близкое к первоначальному. Морфологически они выражены серией субпараллельных склону скальных блоков и валов, разделяемых зияющими трещинами и рвами, заполненными обломочным материалом (рис. 4, схема 3). Оползневые деформации поражают не только склоны речных долин, но распространяются и в глубь склонов водораздельных пространств, заходя в них на сотни и тысячи метров. В ряде случаев оползни данного типа продолжают процесс смещения, начатый глыбовыми оползнями илимского типа. Когда глыбовые оползни прекращают свою деятельность, в пределах крутого склона процесс продолжается дальше путем от-

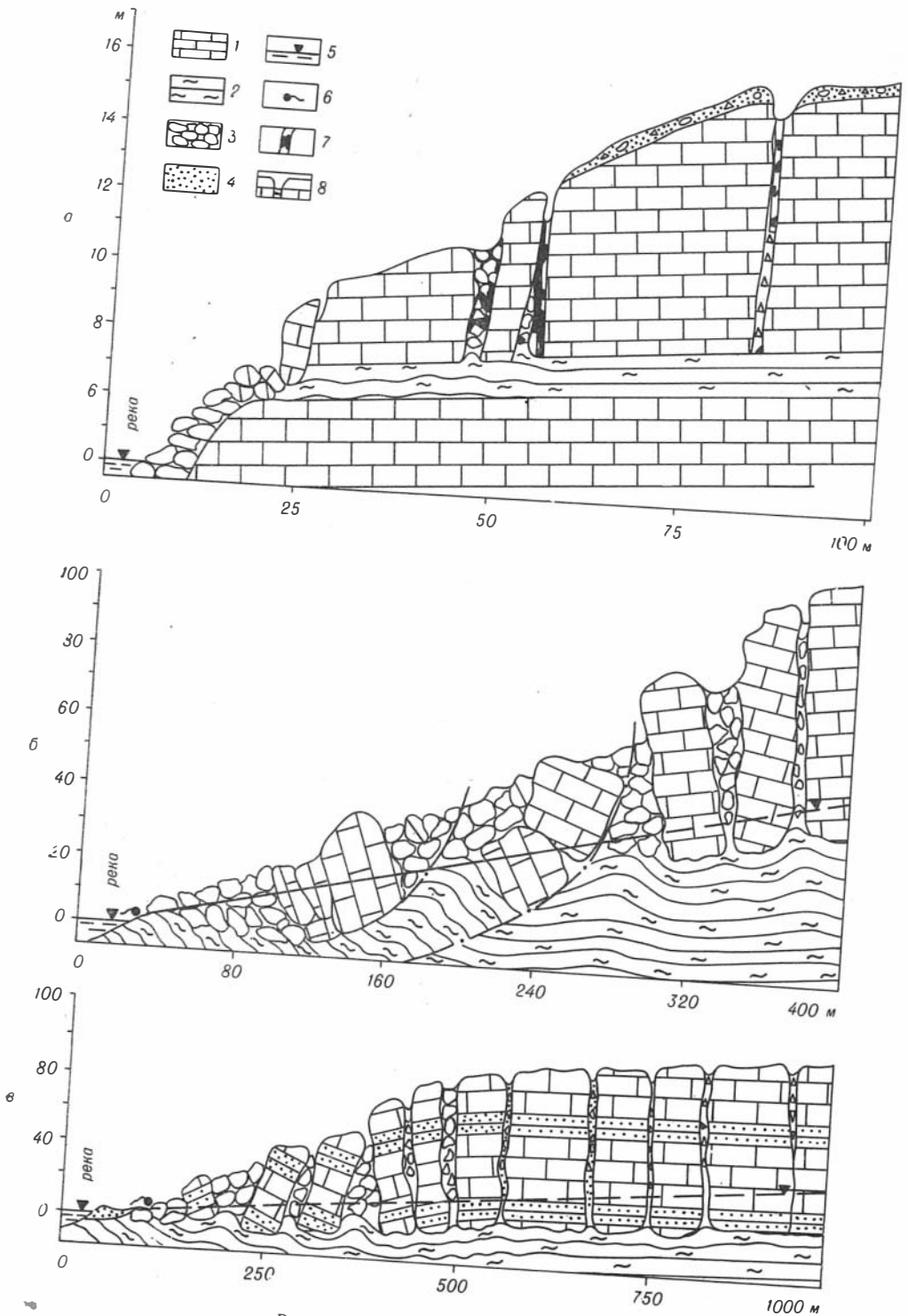


Рис. 4. Схема типов оползней:

а — оползни соскальзывания ангарского типа; б — глыбовые оползни илимского типа; в — блоковые оползни ленского типа;  
 1 — известняки и песчаники усть-кутской свиты ордовика; 2 — аргиллиты и мергели верхоленской свиты кембрия; 3 — глыбово-щебеночный материал склона и трещин; 4 — аллювиальные образования; 5 — уровень трещинно-карстовых вод; 6 — родник; 7 — лед в трещинах; 8 — трещины, коридоры и ры.

членения и медленного смещения блоков с образованием форм рельефа, характерных для оползней ленского типа.

Широкое развитие своеобразного и нового типа оползней в районе системы Лены дало нам основание присвоить ему наименование оползней ленского типа.

Оползни ленского типа возникают при неглубоком врезе речных долин в толщу глинистых пород кембрия. В этих условиях не может произойти смещений с большими амплитудами. Вскрытые глинистые породы под воздействием агентов выветривания и подземных вод со временем разупрочняются, теряют первоначальную прочность и выдавливаются в условиях возникновения перепада давления. Верхние жесткие породы при этом опускаются, отделяясь от коренного массива блоками различных размеров. Это усиливает выдавливание глинистых грунтов, и процесс расчленения склона продолжается дальше, захватывая все новые и новые толщи пород. Аргиллитовые грунты в этих условиях, видимо, довольно легко переходят в состояние механической и физико-химической ползучести (Денисов, 1960) и выдавливаются не только у подножия склонов, но и в полости трещин возникших при отчленении первых блоков. Заполнение трещин этими грунтами способствует их дальнейшему расширению и ослаблению коренного массива и продолжению оползневой процесса в глубь склона. Только так можно объяснить развитие в жестких породах (песчаниках, известняках, траппах) трещин и рвов, блоков и валов, поражающих пологие склоны долин и водораздельных возвышенностей, где процесс отседания не может иметь места.

Обследование ряда косогорных участков, пораженных оползневыми процессами, позволяет наметить геоморфологические признаки, определяющие стадии развития обвально-оползневой склона и степень его устойчивости.

Оползневые косогоры, имеющие крутизну более  $45^\circ$ , ограниченные скальной бровкой с развитием зияющих трещин, коридоров и блоков как по склону, так и за бровкой склона с выходами в основании склона глинистых пород, характеризуются неустойчивым состоянием. Явно опасными являются места речных прижимов, где река размывает склон, подножие которого сложено аргиллитовыми породами кембрия. Такие участки не пригодны для дорожного и другого вида строительства. При изысканиях железной дороги Тайшет — Лена они были обойдены как опасные.

Признаками стабилизации оползневых косогор является пологость склона и наличие в его основании мощного щебенисто-глыбового навала, представляющего естественный контрфорс. Крутизна таких склонов соответствует углу естественного откоса, определяемого особенностями пород, слагающих косогор.

Развитие у подножия склона аккумулятивных террас является хорошим признаком давнего прекращения оползневой деятельности косогора.

Наличие прямоствольных деревьев и сплошного почвенно-растительного слоя также свидетельствует о прекращении смещения склона. При строительстве железной дороги Тайшет — Лена такие косогоры были признаны устойчивыми и на них уложен железнодорожный путь.

Особенности геоморфологии карста и оползней исследованного региона являются типичными для значительной части платформы, в пределах развития карбонатных пород ордовика и аргиллитовой толщи кембрия.

### ЛИТЕРАТУРА

- Большаков С. М. Карст в районе Ленской железной дороги. Докл. VII научн. конференции, вып. 4. Изд. Томского университета, 1957.
- Большаков С. М. Оползни районов строительства новых железных дорог в Восточной Сибири. Мат-лы совещания по вопросам изучения оползней и меры борьбы с ними. Изд. Киевского ун-та, 1964.
- Денисов Н. Н. Инженерная геология. М., Госстройиздат, 1960.
- Коржуев С. С. Мерзлотный карст Среднего Приленья и некоторые особенности его проявления. Региональное карстование. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гальшин Г. Б., Тржицинский Ю. Б. Оползни в скальных и полускальных породах на склонах Южного Приангарья. «Геол. и геофиз.», 1964, № 6.
- Пармузин Ю. П. Данные о карсте севера Средне-Сибирской платформы. Региональное карстование. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сахарова Е. И. Явление «отседания» склонов в Средней Сибири. «Вопросы геогр.». Сборник 21, 1950.
- Соколов Н. И. Карст южной части Сибирской платформы. «Региональное карстование». М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соколов Н. И. О соотношении карста и явления отседания склонов. «Общее карстование». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Солоненко В. П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
-

## О ВОЗРАСТЕ ДОЛИНЫ ПРОРЫВА НИЖНЕЙ ЛЕНЫ

---

С. С. КОРЖУЕВ, Р. В. ФЕДОРОВА  
(Институт географии АН СССР)

Придельтовый участок занимает в долине Лены особое место, резко контрастирующее с отрезком, расположенным выше по течению. Придельтовый участок начинается ниже д. Кюсюр к востоку от пос. Булун, где Лена покидает равнину Предверхоаянского прогиба и, образуя узкие «ворота» прорыва, входит в Хараулахские горы. Прорывая Верхоянско-Колымскую складчатую область, река образует на придельтовом участке молодую долину прорыва, называемую в литературе «Ленской трубой» (рис. 1).

Старая ленская долина уходит юго-западнее кряжа Чекановского в сторону р. Оленек. Лена покинула эту долину в позднечетвертичное время в результате сложной перестройки речной сети в районе «трубы». Это подтверждается как геоморфологическим строением придельтового участка современной долины Лены, так и отлично сохранившимися остатками ее древней, выполненной аллювием террасированной долины. В настоящее время установлено и подтверждено геологической съемкой наличие двух древних долин системы нижней пра-Лены, пересекающих Лено-Оленекское междуречье на высотах 100—120 м (до 150 м) и 70—80 м над уровнем Лены (Стрелков, Пуминов, 1957; Коржув, 1960). Поэтому есть основание считать, что в нижнем и среднем плейстоцене сток Лены осуществлялся по древней долине в сторону р. Оленека и, следовательно, ее современного придельтового участка в это время еще не существовало. Он возник только в позднечетвертичное время, что доказывается: современным геоморфологическим и геологическим строением долины, находкой трупа чекурского мамонта и пыльцевыми спектрами растительности.

Молодой облик придельтового участка Лены особенно наглядно выступает при сравнении его с современной долиной, расположенной выше. Выше ворот «трубы» восточнее пос. Булун Лена течет в сложной, хорошо разработанной и террасированной, местами переуглубленной долине шириною до 20—40 км. В ней широко развиты террасы низких, средних и высоких уровней, а общая мощность четвертичных отложений достигает 100—150 м. Основная часть ее современного днища занята очень широкой, преимущественно островной поймой, имеющей аккумулятивное строение, так как долина Лены развивается здесь в условиях преимущественного опускания и переживает стадию аккумуляции.

На придельтовом участке строение ленской долины резко меняется. Ширина ее сужается до 2—4 км; на значительном протяжении

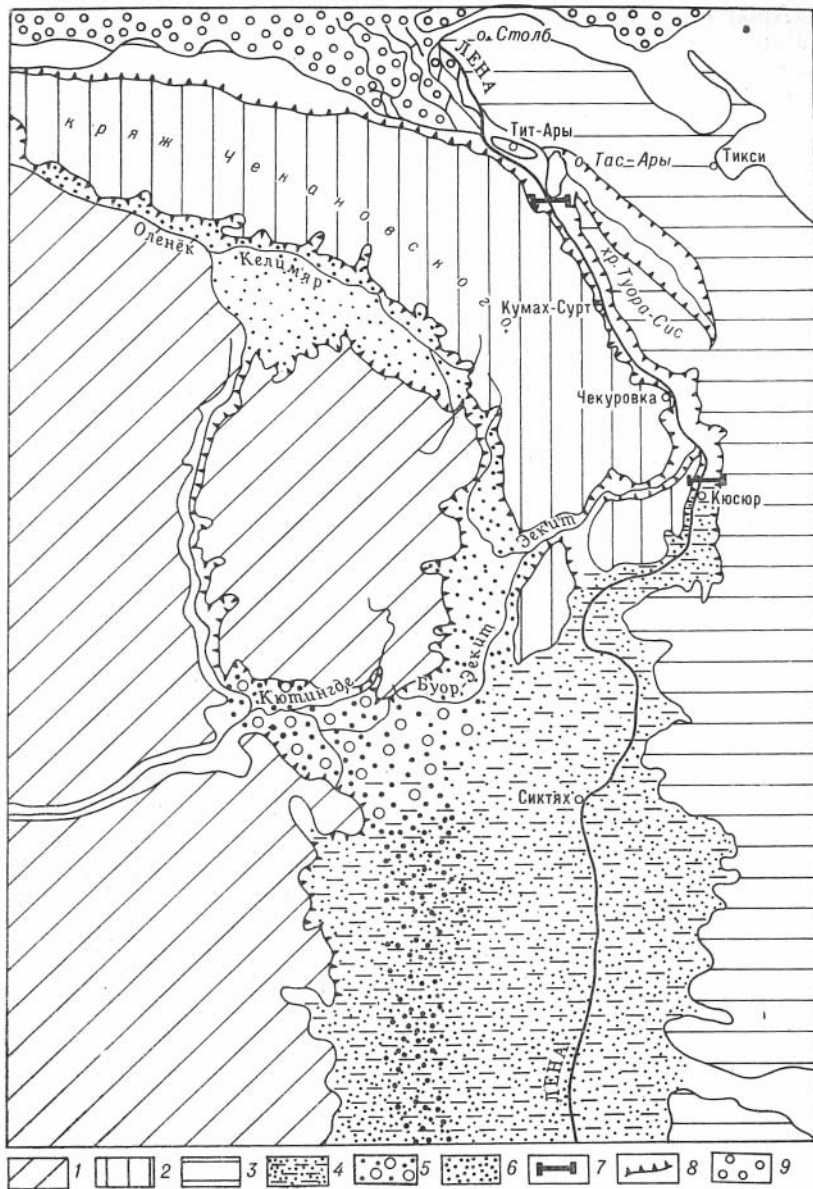


Рис. 1. Геоморфологическая схема придельтового участка р. Лены:

1 — Оленекское пластовое плато, 2 — кряж Чекановского, 3 — Верхоянский хребет, 4 — Приленская аллювиальная равнина и долина Лены, 5 — древняя долина притока пра-Лены ниже- и среднечетвертичного возраста, 6 — древняя долина Лены дозырянского возраста, 7 — долина прорыва верхнечетвертичного возраста, 8 — уступ в коренных породах, 9 — дельта Лены.

долина целиком занята современным руслом, т. е. террасы вовсе отсутствуют или встречаются в виде редких и узких прилавков, представленных только цокольными террасами низких уровней. Общая мощность аллювия, по данным бурения в д. Чекуровке, составляет 15—30 м, причем на многих участках русла современный аллювий отсутствует и Лена течет в спрямленном русле, врезанном в коренные породы. Отдельные острова имеются только в районе устья р. Кенгдей

(о. Тас-Ары) и у самой дельты (о. Столб). Большинство мелких притоков Лены, несмотря на временный сток, врезаны очень глубоко и устья их по своей морфологии находятся в соответствии с мощным и интенсивным ленским врезом. Поскольку в настоящее время притоки эти врезаются крайне слабо, можно предполагать, что они сформировались еще раньше и были унаследованы Леной после ее прорыва.

Строение долины на придельтовом участке показывает, что она разработана еще слабо и Лена переживает здесь стадию интенсивного вреза, связанного с новейшим поднятием ее низовьев. Коренные берега, повсеместно отвесные или скалистые, сложены либо известково-доломитовыми толщами синия и нижнего палеозоя, либо псчано-глинистыми отложениями перми и мезозоя. Во многих местах наблюдаются сложные смятия пород, сопровождаемые разрывной тектоникой и интрузиями траппов. Породы синия и нижнего палеозоя образуют Чекуровско-Булукурскую антиклинальную зону, которая является ядром хр. Туора-Сис, протягивающегося вдоль правого берега Лены. Местами здесь выделяются структурные террасы, площади которых сильно наклонены к Лене и покрыты иногда выносами аллювия мелких горных речек и горным делювием. В ряде мест этот хребет непосредственно подходит к руслу Лены, образуя крутые скалистые утесы высотой до 200—300 м. Особенно живописны они в местах пересечения Леной Чекуровско-Булукурской антиклинали в районе д. Чекуровки и ниже Кумах-Сурга.

Левым коренным берегом Ленской долины служит восточный край кряжа Чекановского, сложенный преимущественно мезозойскими и пермскими отложениями. Во многих местах коренной берег террасирован и сильно расчленен глубокими каньонообразными долинами небольших рек и ручьев. В долине Лены выделяется ряд ступеней, которые по своему строению являются «структурными» террасами. Число ступеней, включая водораздельную поверхность кряжа, достигает 4—5, причем они, как правило, хорошо выдержаны и три нижние из них имеют следующие высоты: 40, 60, 100 м. Друг от друга структурные террасы отделяются обычно отчетливо выраженными уступами. У нижних уровней поверхность наклонена в сторону Лены, а у верхних она большей частью горизонтальна.

На поверхности структурных террас выступают коренные породы и только местами, где сохранились остатки древних долин, имеются небольшие пятна глинисто-илистых, сильно льдистых образований предположительно третичного возраста. Водораздельная поверхность во многих местах покрыта маломощными глыбово-щебенистыми аллювиальными отложениями.

Как показали крупномасштабная детальная геолого-геоморфологическая съемка и данные бурения в районах Чекуровских и Булукурских створов (Гидропроект) и геоморфологические исследования на всем остальном участке долины прорыва Лены, аллювиальные отложения на структурных террасах отсутствуют. Однако на отдельных поверхностях местами встречаются полосы рассеянных галечников, которые строго приурочены к выходам пермских, мезозойских и реже нижнепалеозойских конгломератов. Галечники эти имеют тот же состав, что и конгломераты, за счет которых они, естественно, и образуются. Очевидно, эти галечники не имеют ничего общего ни с аллювием Лены, ни с флювиогляциальными отложениями, за которые их иногда принимают. Структурные террасы покрыты либо каменной, либо мохово-травянистой тундрой, причем по мере удаления от русла Лены мохово-травянистая тундра постепенно сменяется каменной.

Последняя покрыта причудливыми сетями каменных многоугольников, каменными щетками и полосами. На пониженных участках мохово-травянистой тундры, где скапливается мелкозем, наблюдаются термокарстовые озера и пятна-медальоны, а в вершинах рек, занятых марями, встречаются бугры пучения и небольшие гидролакколиты.

На поверхности нижних структурных террас (40, 60 м) растет, как правило, редкостойный лиственничный лес долинного типа, кото-

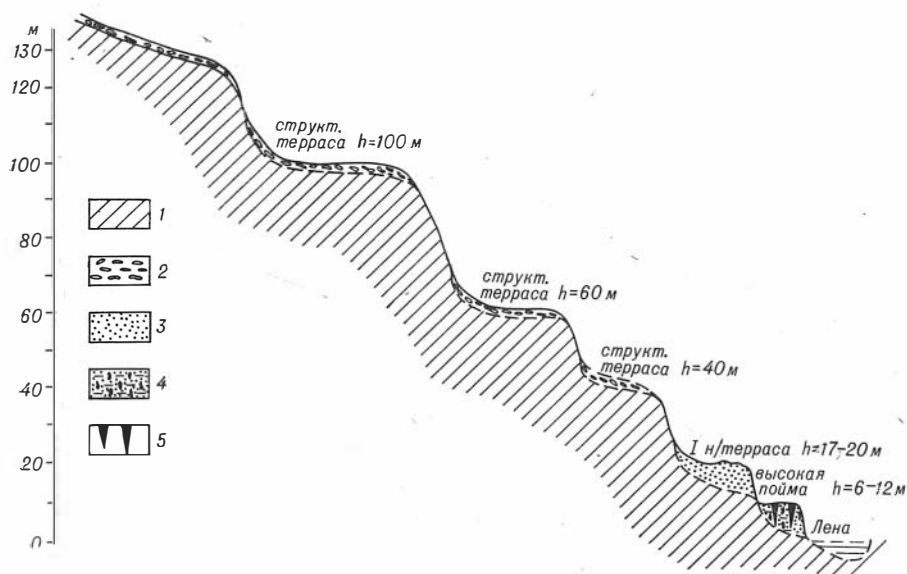


Рис. 2. Схема строения четвертичных отложений на придельтовом участке долины Лены:

1 — коренные породы; 2 — аллювиальные и делювиально-солифлюкционные, преимущественно щебенистые образования; 3 — супеси и пески, сверху перевеянные (дюны); 4 — плавниковый торф с супесью; 5 — ледяные клинья.

рый иногда поднимается и на верхние уровни террас (100 м), если они располагаются близ русла Лены. Ниже структурных террас в долине Лены расположены первая надпойменная терраса и высокая пойма (рис. 2). Они отличаются двумя характерными особенностями: более значительными высотами по сравнению с соответствующими террасами, развитыми в долине Лены выше придельтового участка, и резким колебанием высот внутри самого участка. Особенности эти объясняются очень высокими (достигающими местами 20—27 м) половодьями и мощными заторными явлениями, вызывающими резкое колебание уровня воды, причем высота его тем выше, чем уже долина.

Первая надпойменная терраса (17—20 м) хорошо выражена на правом берегу ниже и выше д. Чекуровка, а по левому — в районе деревень Чекуровка, Кумах-Сурт и Тит-Ары. Сложена она преимущественно супесями и песками, ниже которых повсеместно прослеживается цоколь. В местах заторов у бровки ее отчетливо выделяются надвигово-набросные галечниковые и песчано-галечниковые валы, сформированные речным льдом. Выше Кумах-Сурта терраса покрыта лиственничным лесом, ниже лес сменяется травянистой тундрой. В районе деревень Чекуровки и Тит-Арм терраса сильно развевается ветром, образующим на ее поверхности многочисленные дюны и песчаные валы.



Высокая пойма (6—12 м), за исключением деревень Чекуровки и Кумах-Сурта, расположена в тех же местах, что и первая надпойменная терраса. Кроме того, она развита по правому берегу Лены в районе с. Тас-Ары. Ширина высокой поймы, как и первой террасы, колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Пойма имеет цокольное строение и сложена сверху преимущественно супесчано-торфянистыми образованиями, насыщенными повторно-



Рис. 3.

а — место захоронения чекуровского мамонта; б — чекуровский мамонт. Хорошо видны зубы, череп и остатки бивня. (Фото С. С. Коржуева).

жильными льдами. Торфянистая масса состоит в основном из плавника (пни, ветки, листья, стволы и др.) и достигает местами мощности 4—6 м (район о. Тас-Ары, ниже д. Чекуровки). Такую же мощность имеют здесь и повторно-жильные льды, при вытаивании которых вдоль уступа террасы образуются ниши и байджарахи, а на поверхности ее — многочисленные полигоны и термокарстовые озера. Все эти формы особенно характерны для поймы, начиная с о. Тас-Ары и ниже по течению Лены, где поверхность поймы покрыта травянистой тундрой. Выше этого острова на пойме растет лиственный лес и данные формы становятся для нее не столь типичными.

Общий юный облик долины Лены на придельтовом участке всецело определяется, естественно, ее молодым возрастом. По условиям залегания трупа чекуровского мамонта и спорово-пыльцевым анализам этот возраст датируется позднечетвертичным, послеледниковым временем. Ниже приводится анализ этих данных.

Труп чекуровского мамонта был найден в 1960 г. студентами-практикантами геологического факультета Якутского университета на левом берегу Лены в 2,5 км ниже д. Чекуровки и в 175 км выше ее дельты (рис. 3). Он был определен как *Elephas primigenius* Blum. Вместе со скелетом мамонта сохранилась его шерсть, остатки кожи и мяса. Труп был раскопан и вывезен студентами в Якутск. Поскольку эта находка была сделана на территории, где в это время нами проводилась детальная геологическая и геоморфологическая съемка, труп мамонта был, естественно, осмотрен, а место его захоронения тщательно изучено. При этом была выяснена следующая картина. Труп мамонта находился непосредственно в самой вер-

шине неглубокого молодого распадка, промытого в уступе первой надпойменной террасы Лены, близ границы ее выклинивания. Вершина распадка была занята несколькими оползнями-сплывинами, которые располагались рядом с бровкой террасы и не успели соскользнуть вниз. В одном из этих оползней и находился труп мамонта, который начал уже оттаивать и разрушаться. Об этом можно судить по находкам его костей (позвонки, зуб и др.), обнаруженных нами еще в 1959 г. среди солифлюкционных выносов в устьевой части этого распадка. Оползни образовались сравнительно недавно и отделялись от бровки террасы свежими трещинами, лишь частично заполненными солифлюкционными наносами. Зачищенный по этим трещинам разрез террасы имеет мощность всего 180 см и представлен сильнольдистыми супесями с отдельными прослойками разложившейся черной торфянистой массы, что указывает на существование здесь во время гибели мамонта небольшого заболоченного понижения. Вполне вероятно, что эти прослойки являются древней погребенной почвой.

Подстилаются супеси сильно увлажненным элювием, представленным щебенкой разрушенных сверху коренных пород, по которым и произошло оползание. Вмещающими труп мамонта породами являются мерзлые супеси средней и нижней частей разреза. Небольшая мощность разреза террасы объясняется тем, что верхняя часть ее была здесь размыва, и это привело к разрушению трупа мамонта и выносу его костей вниз по распадку.

Ширина террасы в месте захоронения мамонта достигает 30—50 м, тогда как выше она постепенно расширяется и в районе д. Чекуровка составляет 150—300 м. Здесь же она имеет и наиболее полный разрез, представленный, судя по данным бурения Гидропроекта, толщей тонких и пылеватых, сверху перевеянных песков и супесей общей мощностью 10—15 м. Подстилаются пески известково-доломитовыми породами синия и кембрия, т. е. терраса имеет цокольное строение.

Современное развевание наблюдается на значительной площади террасы только в районе д. Чекуровка. Развеваемые массивы песков покрыты здесь древними и современными дюнами, валами и котловинами выдувания. Песчаные валы длиной до 100—200 м и высотой до 2—2,5 м ориентированы строго перпендикулярно современному руслу Лены, согласно господствующим восточным и северо-восточным ветрам.

За исключением развеваемых участков, на террасе растет лиственный лес с хорошей молодой порослью, густым кустарниковым подлеском (кустарниковая березка, ива, ольха, шиповник) и брусничным покровом. Между песчаными валами встречаются небольшие термокарстовые озера, окруженные обычно мохово-травянистыми марями. На открытых участках террасы и по долинам рек, пересекающих террасу, среди мохово-травянистых марей на песчаных грунтах располагаются луговины с богатым цветущим разнотравьем (клевер, мышиный горошек, незабудки, гвоздики, лютики, ромашки, маки, фиалки и др.). В вершинах рек обширные участки заняты рододендроном (*Rhododendron Adamsii* Rend.), а в некоторых долинах встречается заросли караганы (*Caragana jubata* (Pall) Poiz. По мере удаления от д. Чекуровка развеваемые массивы песков постепенно сокращаются и исчезают. На участках своего выклинивания терраса покрыта редкостойным лиственным лесом с тем же кустарниковым подлеском и мохово-травянистым покровом. В отличие от развеваемых песчаных массивов близ д. Чекуровка, где многолетняя мерзлота залегает на глубине до 0,5—1 м, здесь ее верхняя граница располагается непосредственно под моховым покровом.

Результаты спорово-пыльцевого анализа отложений первой надпойменной террасы р. Лены в месте залегания трупы мамонта (в %)

	Глубина взятия образцов, см											Среднее из образцов № 10 и 11
	25—30	50—60	85—100	100—115	130—140	145—150	155	165	175	180	180	
	№ образцов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Общее количество подсчитанных $\frac{1}{4}$ пыльцевых зерен и спор	309	330	177	201	255	183	238	221	338	224	297	
<b>Общий состав пыльцы и спор</b>												
Пыльца древесных пород	11	1	+	9	24	11	23	8	12	7	5	6
Пыльца кустарников } <i>Betula</i> <i>Alnus</i> <i>Salix</i>	52	75	84	73	38	72	41	43	53	9	5	7
Пыльца травянистых растений и кустарничков	36	23	13	16	20	13	23	43	26	72	81	77
Споры	1	1	3	2	18	1	13	6	9	12	9	10
<b>Пыльца древесных пород и кустарников</b>												
<i>Picea</i>	+	—	—	+	—	+	—	+	+	—	1	1
<i>Pinus</i> sp.	8	—	—	—	—	—	10	2	+	36	47	41
<i>P. silvestris</i>	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—	+	+
<i>P. sibirica</i>	1	+	+	2	10	2	—	—	6	+	+	+
<i>P. Pumila</i>	1	1	—	—	—	—	1	1	—	+	+	+
<i>Larix</i>	+	+	+	—	+	+	+	+	4	+	+	+
<i>Salix</i>	1	3	+	—	1	—	3	1	2	22	20	21
<i>Betula platyphalla</i>	—	—	+	—	—	—	—	3	—	2	7	5
<i>B. dahurica</i>	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—
<i>B. ovalifolia</i>	—	—	—	—	—	4	—	—	—	1	+	+
<i>B. humilis</i>	—	—	—	+	—	—	12	—	—	1	8	5
<i>B. Middendorffii</i>	—	—	+	—	14	—	—	—	—	1	+	+
<i>B. fruticosa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	9	—	—	—
<i>B. exilis</i>	42	10	27	13	13	8	11	—	9	—	+	+
<i>B. nana</i>	—	—	—	—	—	2	—	3	—	—	—	—
<i>Alnus</i>	47	86	73	85	62	81	63	90	70	37	17	27
<b>Пыльца травянистых растений и кустарничков</b>												
<i>Sparganiaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
<i>Cyperaceae</i>	3	12	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Gramineae</i>	30	47	28	7	60	12	33	38	50	28	40	34
<i>Liliaceae (Veratrum?)</i>	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Polygonaceae</i>	3	+	—	—	2	—	1	3	+	2	1	1
<i>Oxyria diguna</i> (L.) Hill.	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rumex</i> sp.	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Polygonum laxmanni</i> Lepech.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Caryophyllaceae</i>	4	7	24	9	4	4	18	13	15	18	15	17
<i>Minuartia macrocarpa</i> (Pursh.)	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>M. arctica</i> (Sten) Asch. et Gr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+
<i>M. rubella</i> (Wahls) Gr.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
<i>M.</i> sp.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Stellaria Edwarssii</i> R. Br.	+	+	+	—	—	—	+	—	+	+	—	+
<i>S. humifusa</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
<i>Silene paniciflora</i> Ldb.	—	—	+	—	—	—	+	+	+	+	—	+

Таблица 1 (продолжение)

	Глубина взятия образцов, см											Среднее из образцов № 10 и 11
	25-30	50-60	85-100	100-115	130-140	145-150	155	165	175	180	180	
	№№ образцов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<i>Cerastium maximum</i> L.	—	—	—	—	—	—	+	+	?	+	+	+
<i>C. Regelii</i> Ostenf.	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>C. alpinum</i> L.	—	—	—	—	—	—	+	+	?	—	—	—
<i>Nyphaeaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	+
<i>Ranunculaceae</i>	+	+	—	—	—	+	1	4	—	+	—	+
<i>Delphinium</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
<i>Ranunculus pygmaeus</i> Wahed.	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>R. sabinii</i> R. Br.	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
<i>R. sp.</i>	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
<i>R. Gmelini</i> D. D.	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
<i>Thalictrum alpinum</i> L.	—	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—	—
<i>Papaver redicatum</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—	+
<i>Arabis septentrionalis</i> N. Busch.	—	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>A. borealis</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>Cruciferae</i>	—	4	—	—	—	—	+	—	+	—	2	1
<i>Draba cinerea</i> (Adams) L.	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—
<i>D. macrocarpa</i> (Adams)	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>D. sp.</i>	—	+	—	—	—	—	+	—	+	—	—	—
<i>Vesicaria leicarpa</i> Tr. (Busch.)	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+
<i>Saxifraga flagellaris</i> Willd.	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>S. sp.</i>	+	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
<i>Rosaceae</i>	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	5	3
<i>Dryas</i> sp.	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Rubus chamaemorus</i>	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Leguminosae</i>	—	—	—	—	—	—	—	+	—	4	+	2
<i>Epilobium</i> sp.	—	—	4	—	8	—	—	—	+	—	+	+
<i>Ericaceae</i>	43	14	20	68	14	64	14	11	9	4	1	3
<i>Cassiope</i> sp.	+	+	+	+	—	+	+	—	+	+	+	+
<i>Vaccinium vitis idaea</i>	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ledum</i> sp.	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Cassandra calyculata</i>	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—
<i>Empetrum nigrum</i> L.	+	+	—	+	+	+	+	+	—	—	—	—
<i>Umbelliferae</i>	+	—	+	—	—	—	+	—	—	—	—	—
<i>Androsace chamaejasme</i> (Hast. Sl.)	—	+	—	—	—	—	—	+	—	+	+	+
<i>Armeria sibirica</i> Turcz	—	5	—	—	+	—	+	—	+	+	—	+
<i>Polemonium boreale</i> Adams	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	+
<i>Labiatae</i>	+	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+
<i>Artemisia</i>	5	1	4	—	4	—	8	6	6	24	22	23
Прочие <i>Compositae</i>	—	—	—	—	—	—	7	7	5	5	4	4
Не определенные	10	10	20	14	6	20	18	14	13	15	10	12
<b>Споры</b>												
<i>Equisetaceae</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3	—	2
<i>Bryales</i>	2×	5×	—	2×	—	1×	3	6×	26	20	3	12
<i>Sphagnales</i>	—	4×	—	1×	18	5×	48	7×	40	23	25	24
<i>Polypodiaceae</i>	—	2×	—	1×	52	—	42	2×	1	45	34	39
<i>Lycopodiaceae</i>	1×	1×	—	+	10	2×	2	5×	17	3	12	7
<i>Lycopodium alpinum</i>	—	+	—	—	—	+	+	+	+	+	+	+
<i>L. appressum</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—
<i>L. clavatum</i>	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>L. complanatum</i>	—	—	—	+	+	—	+	+	+	+	+	+

Таблица 1 (окончание)

	Глубина взятия образцов, см											Среднее из образцов № 10 и 11
	25—30	50—60	85—100	100—115	130—140	145—150	155	165	175	180	189	
	№ образцов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
<i>L. pungens</i>	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
<i>Selaginella sibirica</i>	—	+	—	—	—	—	+	+	—	—	—	—
<i>S. selaginoides</i>	—	—	—	—	—	—	5	—	3	6	26	16
<i>S. sp.</i>	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Общее количество видов	29	32	20	20	25	22	36	39	36	41	35	49

Примечание. Знаком + отмечено присутствие пыльцы и спор в количестве менее 1%; знаком × отмечены абсолютные значения пыльцы и спор.

Таким образом, район захоронения трупа чекуровского мамонта характеризуется сравнительно богатой растительностью; многие виды растений находятся здесь у северной границы своего распространения. В настоящее время северная граница распространения лиственницы (*Larix dahurica* Turcz.) в долине Лены проходит между Кумах-Суртом и о. Тас-Ары, в 50—80 км ниже д. Чекуровка. Ниже по Лене отдельные куртины стелющейся лиственницы встречаются на песках первой надпойменной террасы в районе д. Тит-Ары, где еще недавно имелись массивы лиственничного леса, уничтоженного человеком (Тихомиров и Штепа, 1956; Тихомиров, 1958).

Чекуровский мамонт представляет особый интерес, так как он хорошо сохранился, залегает *in situ* в ясных геоморфологических условиях и занимает благоприятное географическое положение для сравнения его с таймырским и березовским мамонтами — найден в Заполярье к вос-

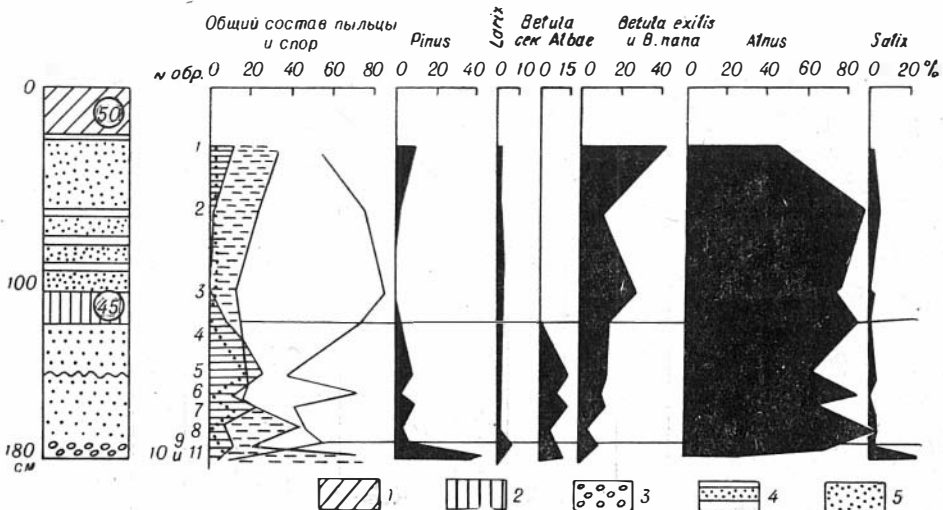


Рис. 4. Спорово-пыльцевые диаграммы отложений 1-й надпойменной террасы р. Лены в 1 — торф осоковый с кустарничками; 2 — торф древесный; 3 — щебенка (аллювий); 4 — супесь с весных пород (%); 5 — споры (%); 6 — пыльца кустарничковых (%); 7 — пыльца травянистых и

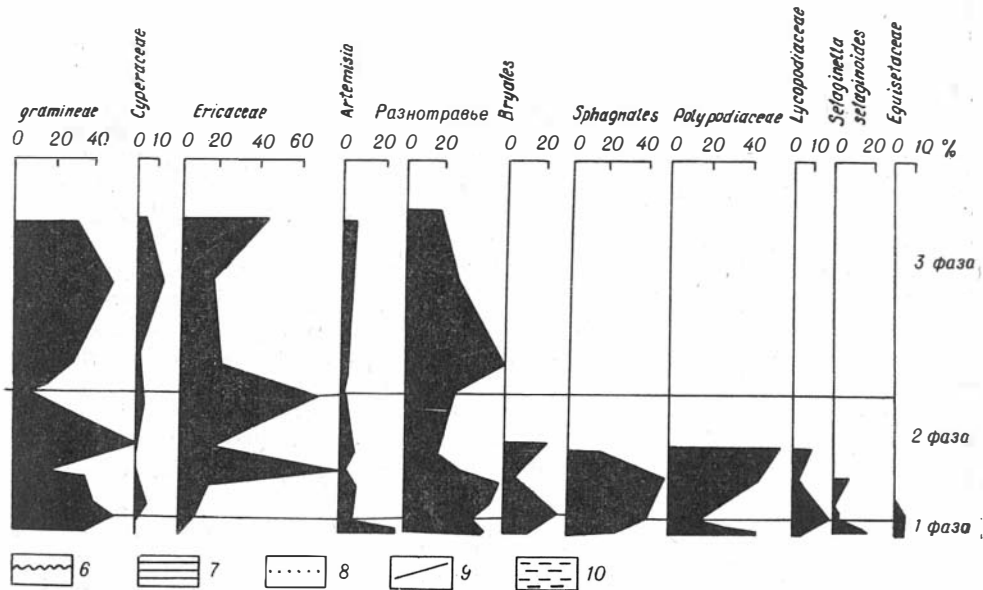
току от этих местонахождений. Несколько лет назад Б. А. Тихомиров (1958) обобщил сведения, полученные по многочисленным (около 40 местонахождений) остаткам мамонта. Как видно из этих материалов, еще не имеется единства в датировке времени обитания мамонта и недостаточно ясно представляются природные условия, в которых мамонт существовал. Однако довольно определенно выявилось, что вымирание мамонта на севере Сибири связано с наступлением лесных условий.

Для сопоставления данных о залегании мамонта в Арктике эффективно применение пыльцевого анализа. К сожалению, утробные части чекуровского мамонта не сохранились, но их отсутствие для анализов в некоторой степени восполняется детальными исследованиями мамонтового горизонта (рис. 4).

К настоящему времени, благодаря работам Е. Д. Заклинской (1953, 1954), Л. А. Куприяновой (1951) и А. П. Соколовской (1958), накоплен достаточный материал по характеристике пыльцевой флоры Арктики и отчасти специально для времени мамонта. Пользуясь этими сведениями — рисунками, фотографиями и описаниями — как эталонами, мы при выполнении анализов стремились производить определения пыльцы до вида (табл. 1).

В отложениях террасы, включающих остатки чекуровского мамонта, прослеживается определенная закономерность. В нижних слоях разреза, в отложениях, подстилающих остатки мамонта и находящихся в контакте с ним, встречается примесь пыльцы хвойных и экзотических растений, относящихся к более древним комплексам (табл. 2).

Присутствие пыльцевой флоры (*Quercus*, *Corylus*, *Pterocaria*, *Juglans*, *Carpinus*, некоторые хвойные и др.), находящейся в виде примеси к более молодой четвертичной флоре, отмечает также В. Н. Сукачев (1938) для Западной Сибири. Такое смешение В. Н. Сукачев объясняет тем, что пыльца более древней флоры была занесена в молодые чет-



в месте захоронения чекуровского мамонта:

гумусированными прослойками; 5 — супесь; 6 — верхняя граница вечной мерзлоты; 7 — пыльца древостаричниковых растений (%); 11 — цифры в кружках означают степень разложения торфа.

Встречаемость переотложенных пыльцы и спор в отложениях, содержащих остатки мамонта

	Номера образцов											Среднее из обр. № 10 и 11
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
Обрывки пыльцы хвойных типа <i>Picea</i> и <i>Pinus strobus</i>	1	—	—	—	13	—	22	14	10	31	7	19
<i>Abies</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1	1	1
<i>Tsuga</i>	—	—	—	—	4	—	—	—	—	5	—	2
<i>Pterocaria</i>	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
<i>Podocarpus</i>	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	4	2
<i>Taxodium?</i>	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
<i>Nyssa?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1
<i>Chosenia?</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
<i>Ulmus</i>	—	—	—	—	—	—	—	2	1	—	—	—
<i>Corylus</i>	1	—	—	—	2	1	1	1	1	1	1	1
<i>Quercus</i>	—	—	—	—	—	—	—	3	1	—	—	—
<i>Tilia</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	1	—
Споры	—	—	1	—	—	—	—	—	1	1	—	—
<b>Всего . . . . .</b>	<b>2</b>	<b>—</b>	<b>1</b>	<b>—</b>	<b>19</b>	<b>1</b>	<b>25</b>	<b>22</b>	<b>17</b>	<b>39</b>	<b>15</b>	<b>27</b>
В процентах ко всему количеству пыльцы и спор	1	—	1	—	8	1	10	10	5	17	5	11

вертикальные отложения путем вмывания. По-видимому, такое же объяснение может быть дано и для разреза террасы у с. Чекуровка. Это подтверждается еще и тем, что чужеродная пыльца древней флоры встречается в небольшом количестве и имеет плохую сохранность. Вследствие этих причин она при интерпретации пыльцевых спектров не принималась во внимание.

Пыльцевые анализы разреза с чекуровским мамонтом весьма определенно показывают существование в растительном покрове трех фаз (снизу вверх): фаза открытых лугово-степных пространств с островами лесов и болот; фаза с широким вторжением флоры северных лесов; фаза лесо-тундровых редколесий.

Первая фаза (образцы 10 и 11) характеризуется абсолютным преобладанием травянистых растений: злаков, полыней и разнотравья (гвоздичных, розовоцветных, сложноцветных и др.). Наряду с травянистыми группировками, в этот период имелись островки сосновых лесов, заросли ивы и возможно встречалась чозения. В небольшом количестве отмечены ольха и береза, причем *Betula nana* и *B. exilis* в этот период встречались в небольшом количестве. Пыльца обнаруженных здесь берез принадлежит древовидным и некоторым кустарничковым березам, имеющим в настоящее время более южные ареалы.

В растительном покрове этого времени вересковые не имели такого значения, как теперь. Также и *Empetrum nigrum* — характерное растение современного ландшафта низовья Лены — в пыльцевом анализе не отмечено. Спор растений также встречено мало, и они в основном принадлежат обитателям болот и северных лесов. Присутствие спор *Selaginella selaginoides* и некоторых видов плаунов свидетельствует о довольно суровых условиях и вместе с тем пыльца нимфейных и ежего-

ловковых говорит о том, что эти условия были менее суровы, чем в настоящее время в зоне тундры. Как видно из табл. 2, состав пыльцевой флоры образцов 10 и 11 является сложным и содержит виды, различные по своей экологии. При преобладании луговых растений здесь встречаются лесные и тундровые виды, представители водной флоры и ксерофиты. В условиях Крайнего Севера, где расположен разрез, такое смешение флоры можно объяснить более теплым климатом, чем в настоящее время, и наличием укрытий, благодаря чему термофильные растения выжидали на обогреваемых склонах южной экспозиции, что наблюдается и в настоящее время. Существование более мягкого климата на севере Сибири в сравнительно недавнее время принято многими учеными.

Б. А. Тихомиров (1948) предполагает, что некоторые разнотравно-злаковые сообщества растений на Таймырском полуострове являются пережитками более теплого климата. Подтверждение этому находится также в результатах пыльцевых анализов отложений, подстилающих остатки чекуровского мамонта. Так, например, в них помимо пыльцы злаков, была найдена пыльца следующих растений, которые Б. А. Тихомиров относит к реликтам более теплого времени: *Cerastium maximum*, *Androsace chamaejasme*, *Draba cinerea*, *Polemonium boreale*, *Arabis septentrionalis* и другие. Несмотря на то, что в отложениях с остатками мамонта отмечена пыльца многих аркто-альпийских видов, т. е. тех же растений, которые встречаются в современном растительном покрове, флора низовьев Лены в период обитания мамонта была богаче видами по сравнению с последующим временем (см. табл. 1).

Во вторую фазу (образцы 4, 5, 6, 7, 8 и 9, лежащие на контакте с верхними частями трупа мамонта) происходит сокращение или выпадение видов, типичных для холодных степей, и увеличивается роль растений, обычных для северных лесов и лесотундры. Кривые ивы и полыни резко уменьшаются. В травяном покрове продолжают преобладать злаки и разнотравье, наряду с этим возрастает значение вересковых. Увеличивается роль болотных (осок и сфагновых мхов) и лесных растений (папоротники). Сохраняются куртины лиственниц, более широко распространяются заросли ольхи. Наряду с более южными видами берез (*B. Middendorffii*, *B. ovalifolia* и др.) более широко расселяется *B. exilis*. Резкое уменьшение спор *Selaginella selaginoides* можно рассматривать как наступившее потепление в начале этой фазы.

К концу этого периода в местах находки трупа мамонта происходит накопление древесного торфа. Торф отложился в результате естественных процессов болотообразования, а не благодаря намыву растительных остатков. Об этом свидетельствует обилие в торфе пыльцы вересковых кустарничков, характерных растений болот. Пыльца хвойных найдена в таком небольшом количестве, что их произрастание, кроме *Larix*, трудно допустить. Однако в прослойке торфа обнаружены макроостатки многих древесных пород (кора *Alnus*, *Betula* sp., *B. pubescens*, *B. humilis*, *Larix* sp.), среди которых определена кора, принадлежащая деревьям из рода *Pinus*. Вероятнее всего она принадлежит *Pinus sibirica* и *P. silvestris*. Присутствие в торфе коры сосны при очень незначительной встречаемости ее пыльцевых зерен уже отмечалось для северных районов Сибири (Пуминов и Федорова, 1961). Вероятно, в условиях Крайнего Севера сосны продуцируют значительно меньше пыльцы, чем на Русской равнине, и вследствие этого при интерпретации пыльцевых анализов для северных районов должны быть применены другие ее количественные показатели. Особенно необычным представляются находки коры *P. sibirica* в отложениях, перекрывающих остатки мамонта. Однако, по данным Б. А. Тихомирова (1958), ареал *P. sibirica* в период



находки остатков мамонта значительно сдвигался к северу (рис. 5). В. Г. Зольников (1960) также отмечает, что в слое с остатками мамонта обнаружена пыльца *P. sibirica*, в настоящее время не произрастающего вблизи исследованного района. Таким образом, судя по неоднократным фактам, в период мамонта и несколько позднее — после его исчезновения, *P. sibirica* в Восточной Сибири продвигался далеко к северу от его современного ареала.

Третья фаза характеризует осадки, лежащие выше остатков мамонта (образцы 1, 2 и 3). По флористическому составу они близки к пре-

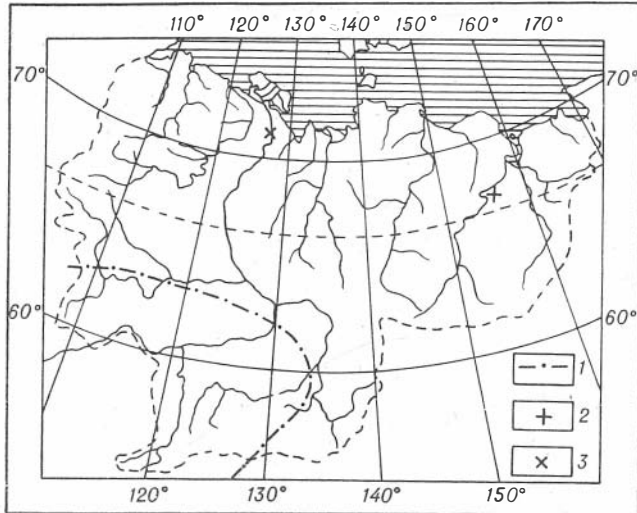


Рис. 5. Современное распространение *Pinus sibirica*, пыльца которого обнаружена в остатках пищи березовского мамонта (по М. Н. Караваеву):

1 — ареал *sibirica*; 2 — место находки березовского мамонта;  
3 — место находки чекуровского мамонта.

дыдущей фазе. В ней также имеются признаки облесения — встречены единичные пыльцевые зерна *Larix* и широко распространены ольшанники. Но в эту фазу уже не отмечаются виды более южных берез. Судя по пыльцевым анализам и составу торфа третья фаза в растительном покрове исследованного района близка к современной и характеризуется условиями лесотундры или северных лиственных редколесий.

Таким образом, выясняется, что чекуровский мамонт обитал в условиях довольно холодного климата среди лугово-степных пространств и погиб в период, когда произошло наступание лесов. Сопоставляя наши данные с теми, которые получены для березовского (Сукачев, 1914; Тихомиров и Куприянова, 1954; Куприянова, 1951) и таймырского мамонтов (Тихомиров, 1950, 1958; Заклинская, 1954), мы находим в них очень много общего. По В. Н. Сукачеву, наряду с арктическими видами в пище березовского мамонта встречаются и степные виды, среди которых было найдено растение более южных широт (*Agropyrum cristatum*). В. Н. Сукачев делает вывод, что березовский мамонт был жителем лугов, но вопрос о датировке мамонтового времени оставляет открытым, отмечая лишь, что климат во время мамонта не был суровее современного. Дополнительное исследование остатков пищи березовского мамонта (Тихомиров и Куприянова, 1954; Куприянова, 1951) показало наличие растений различных экологических групп. В пище мамонта обнаружены растения сухих, умеренно увлажненных, заболоченных, засоленных местообитаний и аркто-альпийские виды и установлено абсолютное

преобладание злаков. Гибель березовского мамонта произошла в условиях леса. В этом сходство березовского мамонта с чекуровским.

Таймырский мамонт (Тихомиров, 1950, 1958; Заклинская, 1954) погиб в условиях, близких к современным, у северных пределов лесотундры или южной тундры. В этот период были широко распространены травяно-злаково-разнотравные сообщества и, возможно, куртины лиственниц. Однако непосредственно в отложениях мамонтового горизонта лиственниц не было обнаружено. Таймырский мамонт также погиб в начале более теплого времени послеледникового периода.

Общие черты по данным изучения таймырского, березовского и чекуровского мамонтов заключаются в следующем: мамонт жил среди лугов (степей), гибель мамонта произошла в лесных условиях, климат в период гибели мамонта был теплее современного. Изучение чекуровского мамонта с достаточной ясностью позволяет подчеркнуть, что мамонт обитал в условиях довольно холодных открытых ландшафтов и вымер с наступлением теплого климата, сопровождавшегося наступлением лесов в ксеротермический период послеледникового времени (Коржуев и Федорова, 1962). Таким образом, как геолого-геоморфологические данные, так и пыльцевые спектры растительности первой надпойменной террасы в месте захоронения трупа чекуровского мамонта согласно свидетельствуют о послеледниковом — верхнечетвертичном возрасте юной долины прорыва Лены.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Заклинская Е. Д. Описание пыльцы и спор некоторых видов растений полярной тундры. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 142, геол. серия (№ 59), 1953.
- Заклинская Е. Д. К вопросу о растительном покрове в эпоху жизни и гибели таймырского мамонта. «ДАН СССР», т. 97, № 3, 1954.
- Зольников В. Г. О находке скелета мамонта в Мегино-Конгаласском районе Якутской области. Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода, № 24. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Коржуев С. С. Геоморфология долины Средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Коржуев С. С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника. «Изв. АН СССР», серия геогр., 1960, № 4.
- Коржуев С. С. и Федорова Р. В. Чекуровский мамонт и условия его обитания. «ДАН СССР», т. 143, № 1, 1962.
- Куприянова Л. А. Исследование пыльцы спор с поверхности почвы из высокоширотных районов Арктики. «Бот. ж.» 1951, т. 36, № 3.
- Пуминов А. П. и Федорова Р. В. Торфяник с устья р. Пур и его значение для реконструкции растительности голоцена на северо-востоке Средне-Сибирского плоскогорья. Тр. НИИГА, т. 123, вып. 16, 1961.
- Соколовская А. П. Пыльца растений Арктики. — В кн. «Растительность Крайнего Севера СССР и ее освоение», вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Стрелков С. А., Пуминов А. П., Наумов А. И. О возможной тектонической причине переустройства речной сети в низовьях Лены и Оленек. Информ. бюлл. Ин-та геол. Арктики, 1957, вып. 6.
- Сукачев В. Н. Исследование растительных остатков из пищи мамонта, найденного на р. Березовке Якутской области, т. III. СПб., 1914. Научные результаты экспедиции, снаряженной Имп. АН для раскопки мамонта, найденного на р. Березовке в 1901 г.
- Сукачев В. Н. История растительности СССР во время плейстоцена. — В кн.: «Расгительность СССР», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Тихомиров Б. А. К характеристике растительного покрова эпохи мамонта на Таймыре. «Бот. ж.», т. 35, № 5, 1950.
- Тихомиров Б. А. и Куприянова Л. А. Исследование пыльцы и растительных остатков пищи березовского мамонта. «ДАН СССР», новая серия, т. XC, № 6, 1954.
- Тихомиров Б. А. и Штепа В. С. К характеристике лесных форпостов в низовьях р. Лены. «Бот. ж.», т. 41, № 8, 1956.
- Тихомиров Б. А. О природных условиях и растительности эпохи мамонта на севере Сибири. «Проблемы Севера», вып. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.

# К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ БАССЕЙНА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ р. ЛЕНЫ

---

Р. О. ГАЛАБАЛА

(Всесоюзный аэрогеологический трест)

Вопросы истории развития речной сети бассейна нижнего течения р. Лены освещаются в работах В. Н. Сакса (1953), С. А. Стрелкова (1956, 1965), Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957, 1961, 1964), В. С. Журавлева (1957), М. Т. Кирюшиной (1963), А. П. Пуминова (1960), М. Н. Алексеева (1961) и др. Среди упомянутых исследователей имеются разногласия о времени заложения долины р. Лены и, особенно, по поводу перестройки речной сети в четвертичное время. Так, по представлению Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961), существование крупной реки (палео-Лены) вдоль современного Предверхоанского прогиба имело место в среднеюрское время, по мнению С. А. Стрелкова (1965), заложение этой реки произошло в конце юры, а по данным В. С. Вышемирского (1960), — в верхнем мелу. Почти все исследователи считают, что долина р. Лены на участке между пос. Кюсюр и ее дельтой («Ленская труба») является молодой, заложившейся во второй половине среднечетвертичного и даже в конце верхнечетвертичного времени, в результате перехвата небольшой речкой р. Лены, протекавшей до этого вдоль долин Буор-Экит, Келимяр и Оленек или вдоль р. Кютингде и Оленек. Только М. Т. Кирюшина (1963), основываясь на анализе новейших движений в пределах Предверхоанского прогиба, высказывает сомнение по поводу миграции русла р. Лены в сторону платформы. На отсутствие следов недавнего перехвата в пределах «Ленской трубы» указывает и И. Е. Тимашов (1964).

В последние годы сотрудники ВАГТ подробно изучали мезозойские и кайнозойские отложения, новейшую тектонику и геоморфологию бассейна нижнего течения р. Лены. В результате получены новые данные, позволяющие уточнить существующие представления об истории развития речной сети этого района.

Изучение литологии юрских отложений показало, что в юрском периоде в пределах современных Предверхоанского прогиба и Верхоанской складчатой страны существовал единый седиментационный бассейн, в котором формировались преимущественно морские отложения. По данным Р. А. Биджиева (1962), по всему разрезу юрских отложений северной ветви Предверхоанского прогиба (в том числе и на восточном его крыле) присутствуют крупные валуны, галька и гравий, принесенные с Сибирской платформы. Каких-либо признаков привноса обломочного материала со стороны Верхоанья не установлено. Эти факты свидетельствуют о том, что Верхоанских гор в юрском периоде не су-

ществовало. Залегающие среди морских отложений континентальные аллювиальные и озерные слои верхнеааленского, верхнебатского и верхнеюрского (преднижневолжского) возраста формировались в пределах прибрежной равнины, открытой к северу и востоку. В этих условиях не могла существовать крупная река северного направления, которую можно было бы считать палео-Леной.

Такая же ситуация, судя по данным изучения нижнемеловых слоев, наблюдалась в валанжине-готериве в период формирования континентальных отложений батылхской свиты и ее возрастных аналогов — кигиляхской и кюсюрской свит. Изучение направления погребенных речных русел, механического состава пород и падения косых слоев указывает на то, что существовавшие в то время многочисленные потоки имели как северное, так и восточное направление течения.

Совершенно другая обстановка складывается во время накопления надкюсюрской — надбулунской, джарджанской и менткеринской свит, мощность которых по сравнению с нижележащими свитами резко возрастает. В отложениях этих свит появляется значительное количество гравия, гальки и даже валунов, принесенных с Верхоянья. Это серые и темно-серые песчаники и алевролиты, встречающиеся наряду с кремневой и кварцевой галькой, принесенной со стороны платформы. В районе пос. Сиктях галька и валуны верхоянских пород в отложениях надкюсюрской — надбулунской свит встречены на расстоянии более 50 км от гор. Механический состав песков по направлению с запада на восток — к Верхоянью значительно меняется в сторону поглубления. Косая слоистость в отложениях надбулунской и более молодых свит в центральной части Предверхоянского прогиба имеет северную ориентировку падения слоев, в восточной части, в предгорье — западную и северо-западную.

Эти данные указывают на то, что в конце готерива или начале баррема начали воздыматься Верхоянские горы. Между горами и Сибирской платформой в передовом прогибе возникла крупная река северного направления, которую можно считать палео-Леной.

Исследованиями В. А. Вахрамеева и Ю. М. Пушаровского (1954), В. С. Вышемирского (1960) и др. установлено, что в верхнемеловое время в Предверхоянском прогибе формировались в основном аллювиальные толщи косослонных песков и галечников. В центральной его части косые слои наклонены в большинстве случаев (до 90%) на север. К востоку, в направлении к Верхоянским горам возрастает размер галечного материала, среди которого доминируют верхоянские породы, и преобладающий наклон слоев косых серий становится северо-западным. К западу от современной р. Лены наклон косых слоев северо-восточный. Таким образом, палео-Лена в верхнемеловое время, судя по этим данным, сохраняла северное направление, принимая многочисленные потоки, текущие с Верхоянья и Сибирской платформы.

Палеогеновые и неогеновые отложения в бассейне нижнего течения р. Лены сохранились лишь в мульдах, расположенных в Верхоянских горах, Предверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе. Их изучение позволяет сделать общие выводы о формировании гидросети того времени.

В Вилюйской синеклизе сохранились аллювиальные отложения, известные под названием «водораздельных галечников» (Леонов и др., 1961). Они слагают обширную аллювиальную равнину, протягивающуюся от долины р. Мархи на восток почти до р. Лены. М. И. Плотникова и др. (1963), основываясь на данных спорово-пыльцевого анализа, расчленили «водораздельные галечники» на верхнемеловые — палеогене-

новые, палеогеновые и неогеновые образования. Верхнемеловые — палеогеновые отложения представлены галечниками с прослоями глин. Галька в основном кремневая. Ее источниками являются нижнеюрские континентальные отложения, которые выходят на дневную поверхность вдоль западного склона Вилюйской синеклизы. Замеры косой слоистости и ориентировки галек указывают на то, что река, формировавшая эти галечники, имела широтное направление и текла в сторону р. Лены. Более молодые палеогеновые и неогеновые аллювиальные отложения вложены в описанные выше слои. Реки, судя по распространению этих отложений, в палеогене и неогене тоже текли на восток и юго-восток к Лене.

В Усть-Алданской впадине олигоценые — среднелайстоценовые аллювиально-озерные образования заключают гравийно-галечный материал, представленный на 90% породами, принесенными, по данным Г. Ф. Лунгерсгаузена (1964), с Витимо-Пагомского нагорья и Северного Прибайкалья.

Таким образом, данные по Вилюйской синеклизе и Усть-Алданской впадине указывают на то, что в палеогене и на протяжении большей части неогена палео-Лена сохраняла северное направление.

В конце неогена и в четвертичную эпоху речная сеть в бассейне нижнего течения р. Лены претерпевала значительные изменения. На это указывает наличие древних долин, установленных как на левобережье, так и правобережье этой реки (см. рис.). Так, еще А. Л. Чекановским (1896) была отмечена широкая древняя долина вдоль современных р. Келимьяр и верховьев р. Эекит, которая впоследствии В. С. Журавлевым и Ю. М. Ивановым была описана как древняя долина р. Лены (Журавлев, 1957). В 1952 г. В. Я. Сычевым установлена древняя долина вдоль современных рек Хоруонгка и Линде. Позже Г. Ф. Лунгерсгаузен (1957) она трактовалась как гляциообсеквентная долина. В 1958 г. в процессе геологической съемки геологами ВАГТ М. Г. Овандер, Н. Н. Бобринским, Р. А. Биджиевым, Р. О. Галабала и др. была подробно изучена древняя долина на левобережье р. Лены между устьями рек Муны и Молодо. В 1960 г. В. В. Колпаковым (1961) установлена древняя долина на правобережье р. Лены между устьями рек Уэль-Сиктях и Собопол.

Прежде чем перейти к описанию древних долин и их связей с р. Леной, необходимо подробно остановиться на строении «Ленской трубы». На этом участке долины выявлены семь уровней террас с высотами 250—300, 200—210, 160—190, 120—150, 80—100, 40—80, 20—30 м и пойма. Пойма и первая терраса аккумулятивные, остальные — цокольные.

Террасы высотой 200—300 м сохранились в основном на левобережье р. Лены в виде широких (до 4000 м) площадок, на которых встречается единичная галька. Местами на них сохранился аллювий мощностью до 1,5 м. Так, в 1964 г. автором на 200-метровой террасе левого берега р. Лены ниже устья р. Тигие вскрыт следующий разрез:

0—1,2. Песок желтовато-серый, разнозернистый, с галькой кварца, кварцита и кремня.

1,2—1,3. Песок тонкозернистый темно-серый, обогащенный разложившейся древесиной.

1,3—1,4. Песок желтовато-серый, разнозернистый, с галькой кварца, кварцита, кремней и обломками подстилающих нижнемеловых песчаников.

Спорово-пыльцевой анализ образца из слоя, залегающего на глубине 1,2—1,3 м, показал преобладание в нем пыльцы покрытосеменных

древесных семейства *Betulaceae* (*Myrica*, *Ostria*, *Corylus*). Пыльцы хвойных, трав и спор очень мало.

Пыльца теплолюбивых растений, по данным С. И. Грошина (устное сообщение), обнаружена в разрушенном аллювии высоких террас и в некоторых других точках левобережья р. Лены. Присутствие спор и пыльцы теплолюбивых растений в аллювии этих террас указывает на их дочетвертичный возраст. На левобережье отчетливо выделяются два уровня высоких террас. Наиболее четко выраженный в рельефе уровень имеет абсолютную высоту 200—210 м, другой — менее четкий, имеет высоту 250—300 м.

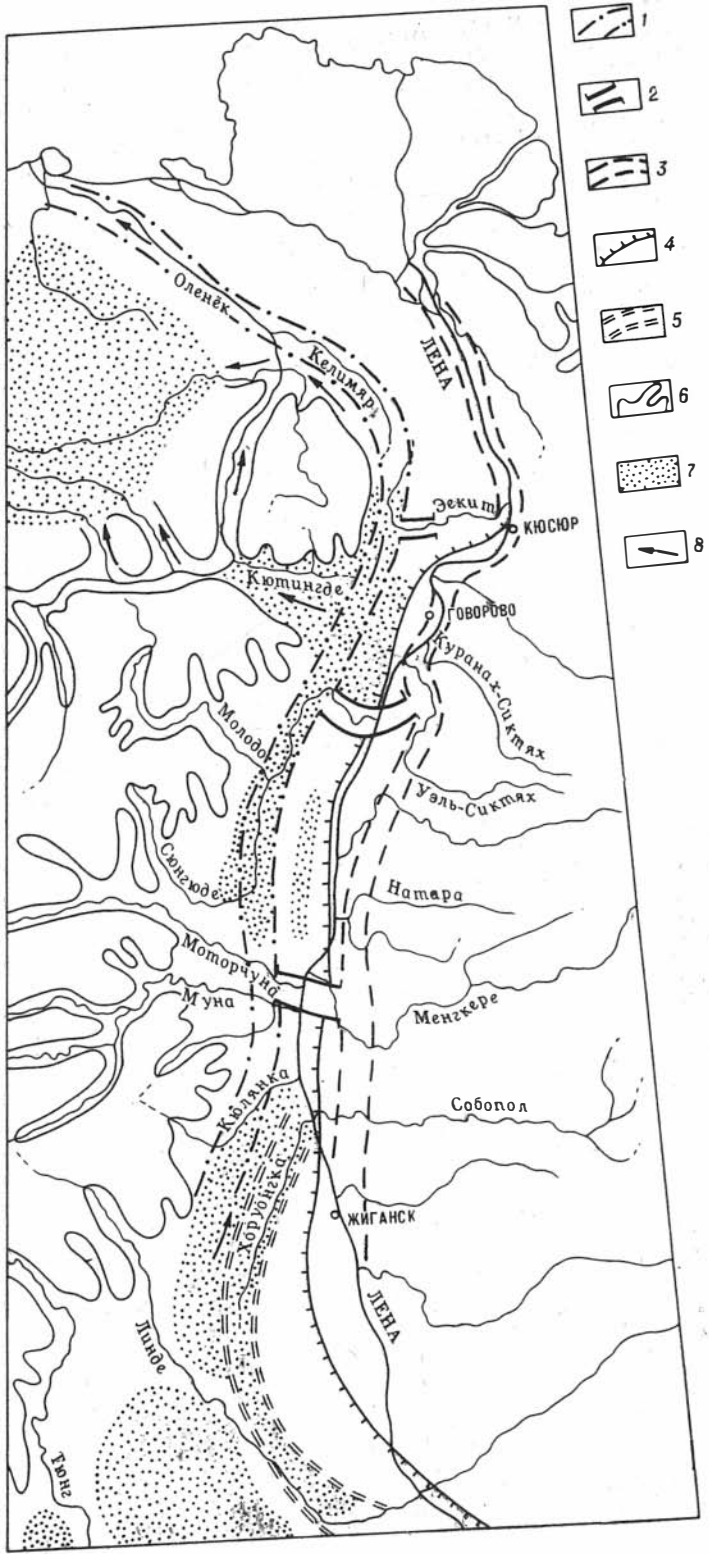
Террасы высотой до 160—190 м имеют ширину от 600 до 1600 м. Площадки их, за исключением поймы и первой террасы, полого наклонены в сторону Лены. Особенно заметный наклон наблюдается у правобережных террас, примыкающих к горам. На них почти повсеместно сохранился аллювий, представленный галечниками мощностью 1—3 м. На 40—100-метровых террасах над галечниками залегают супеси с галькой мощностью 3—8 м. В составе галечников преобладают темно-серые алевролиты и песчаники из Верхоянских гор (до 80%), кроме того, много кремней, кварца и кварцита. Пыльца теплолюбивых растений (за исключением единичной переотложенной) в них отсутствует.

Высота террас как древних, так и молодых, в пределах «Ленской трубы» не претерпевает резких изменений. Только южнее пос. Кюсюр\* наблюдается их понижение к югу. Как пример, можно рассмотреть поведение террасы, имеющей в «Ленской трубе» высоту 160—190 м. Между пос. Кюсюр и устьем р. Бёкчёрюн высота ее колеблется от 150 до 160 м. Вблизи устья Куранах-Сиктях, на расстоянии 3,5 км, она понижается от 150 до 120 м. На этом участке произошло нарушение уровней террас по разлому, ограничивающему с северо-востока Кютингдинский грабен. Южнее этого разлома рассматриваемая выше терраса имеет высоту 100—120 м и сохраняет ее на сотни километров к югу. Также меняют высоты и более низкие уровни террас: 120—150-метровая терраса «Ленской трубы» понижается к устью р. Уэль-Сиктях до 70—80 м, 80—100-метровая терраса понижается до 40—50 м. Терраса высотой 40—80 м, которая в «Ленской трубе» местами подразделяется на два уровня (40—50 и 60—80 м), соответствует, по-видимому, нескольким погребенным уровням террас (бестяхской, покровской и сангыяхтатской), известным южнее пос. Сиктях.

Наличие в «Ленской трубе» дочетвертичных и четвертичных террас, довольно хорошо сопоставляющихся с террасами р. Лены южнее устья р. Уэль-Сиктях, указывает на то, что на протяжении четвертичного и, по крайней мере, части третичного времени р. Лена протекала вдоль «Ленской трубы». Поэтому нет оснований считать этот участок долины молодым.

Что же представляет собой в таком случае древняя долина, прослеженная вдоль р. Келимяр, которую большинство исследователей принимает за ленскую? Эта долина шириной от 10 до 18 км отчетливо выражена в рельефе. Правый ее склон — крутой, левый — пологий. В пределах долины сохранились аллювиальные отложения, представленные галечниками, в составе которых преобладает кварцит, реже встречаются кремень, известняк и др. Эти породы местные. Они встречаются в юрских, пермских, кембрийских и более древних отложениях, которые размывала на этом участке древняя река и ее притоки. Мощность сохра-

\* «Ленская труба» начинается за мысом к востоку от пос. Булун; пос. Кюсюр находится южнее, за пределами «Ленской трубы». — *Ред.*



нившегося пятнами аллювия 1,5—3 м. Он залегает на высотах, колеблющихся от 130—140 м в устье р. Келимяра до 240—260 м в верховье р. Эекит, где уровни галечниковых поверхностей сильно деформированы новейшими движениями.

Сотрудниками ВАГТ долина прослежена к югу вдоль современных рек Молодо, Сянгюде вплоть до устья р. Муны. Там она имеет ширину от 15 до 20 км. В ее пределах сохранились галечники, в составе которых преобладают местные кембрийские известняки, реже встречаются кремни, кварц. Галечники залегают на двух уровнях. Верхний уровень полого понижается с запада на восток от 180 до 120 м. Аллювий здесь сохранился разрозненными пятнами. На более низком (100—120 м) уровне, который является днищем древней долины, галечники слагают большие поля.

Изучение строения долины, ее продольных и поперечных профилей, а также состава галечникового материала показало, что существовавшая там водная артерия не была связана с Леной. Это была крупная река, принимавшая реки Молодо, Муну, Моторчуну, Кюлянку и др. В низовье она сливалась с р. Оленеком. Реку эту можно назвать палео-Молодо. Она протекала по моноклиальной долине вдоль западного склона Предверхоанского прогиба, постепенно смещаясь на восток к наиболее прогнутой его части. В начале четвертичного времени эта река была перехвачена на нескольких участках р. Леной. Один из таких перехватов произошел в период формирования 120-метровой террасы Лены. Он был осуществлен притоком Лены, протекавшим вдоль зоны разломов северо-западного простирания, ограничивших с юго-запада Кютингдинский грабен. В настоящее время вдоль зоны разломов протекает своим низовьем р. Молодо. Второй перехват этой реки был осуществлен в период формирования уступа 70—80-метровой террасы притоком Лены, заложением вдоль зоны разломов, ограничивающих с северо-востока Мунское поднятие. В настоящее время впадение этой зоны разломов расположены низовья рек Муны, Моторчуны и Менгкере. Третий перехват совершила р. Эекит по всей вероятности в среднечетвертичное время.

Вторая крупная древняя долина располагается на правом берегу современной р. Лены, в наиболее прогнутой части Предверхоанского прогиба. Она протягивается от устья р. Уэль-Сиктях к югу на протяжении почти 600 км. Ширина долины достигает 25—30 км. В ее пределах сохранилась лестница террас, погребенных в настоящее время под ледниковыми отложениями. Изучение морфологии долины и продольных профилей долин прорыва, перехвативших палео-Молодо, а также изучение аллювия показывает, что она являлась долиной основной реки — Лены. Днище этой долины выполнено мощной (до 40 м) толщей аллювиальных песков и супесей, подошва которых залегает в большинстве случаев на 10—15 м выше современного уреза р. Лены. В нескольких точках установлено залегание подошвы этих отложений на уровне современного уреза Лены и даже на 10 м ниже его. По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957), такие же отложения широко развиты в среднем течении Лены, где они выделены под названием бестяхского горизонта. Аналогичные по залеганию и возрасту аллювиальные слои установлены

---

Схема развития речной сети в бассейне нижнего течения р. Лены:

1 — долина палео-Молодо; 2 — участки перехвата палео-Молодо; 3 — положение р. Лены в предледниковое время; 4 — граница максимального распространения ледников; 5 — гляциообсеквентная долина; 6 — границы подпрудного бассейна; 7 — площади распространения мощных аллювиально-озерных отложений; 8 — направление стока из подпрудного бассейна.



в бассейне р. Вилюя М. Н. Алексеевым (1961), Б. Н. Леоновым и др. (1961). По данным этих исследователей, описываемые отложения заключают остатки *Mammuthus trogontherii* Pohl., *Bison priscus longicornis* W. Grom., которые характерны для низов среднечетвертичного времени.

Описанная выше долина была покинута р. Леной в результате наступания ледников из Верхоянских гор. Работами сотрудников ВАГТ установлено, что в средне- и верхнечетвертичное время ледники перекрывали правобережье Лены трижды. В результате Лена была отеснена ледниками к западу на 20—30 км. Наиболее подробно палеогеографическая обстановка времени оледенений изучена для татарской (зырянской) эпохи. Ледники, спускавшиеся с Верхоянских гор, полностью перекрывали современное правобережье Лены, а местами (район пос. Жиганск и Говорово) переходили на ее левобережье\*. Мощность ледников в пределах описанной выше древней долины Лены, судя по разнице высот, на которых залегают ледниковые отложения татарской эпохи, значительно превышала 200 м. Такая масса льда не только вытеснила Лену к западу, но и в отдельные промежутки времени полностью подпруживала ее. Подпруживание Лены происходило в районе пос. Жиганск и Говорово. Воды подпруженной Лены у пос. Жиганск устремлялись вдоль долин рек Линде и Хоруонгка, образовав, как это отметил Г. Ф. Лунгерсгаузен (1957), гляциообсеквентную долину. Некоторые исследователи (С. А. Стрелков, 1965, и др.) считают эту долину древней ленской, существовавшей там в доледниковое время. В результате проведенной В. В. Колпаковым геолого-геоморфологической съемки выяснено, что такой долины не существует. В пределах гляциообсеквентной долины установлен ряд высоких останцов коренных пород, которые как бы перегораживают ее поперек. Они имеют северо-западное простирание и являются водоразделами левых притоков р. Хоруонгка, погребенных под аллювиально-озерными отложениями.

Подпруживание р. Лены в районе пос. Говорово и севернее его обусловило сток вод через древнюю долину вдоль рек Кэлимяр, Кютингде и Оленек в пределы Северо-Сибирской низменности.

В настоящее время работами ВАГТ и НИИГА закартированы отложения подпрудных бассейнов на обширной территории левобережья р. Лены, в бассейне р. Оленека и в пределах Северо-Сибирской низменности. В Вилюйской синеклизе они представлены горизонтальнослоистыми супесями с тонкими прослоями мелкозернистых песков общей мощностью 10—15 м, редко 20—30 м. В пределах гляциообсеквентной долины западнее пос. Жиганск в их разрезе значительную роль играют пески, переслаивающиеся горизонтально с супесями и суглинками. Мощность аллювиально-озерных отложений в пределах гляциообсеквентной долины колеблется от 5—10 до 100 (?) м (в погребенных долинах). Вдоль долины палео-Молодо эти отложения представлены преимущественно тонко- и мелкозернистыми песками, сменяющимися к западу по долинам крупных притоков Лены супесями и суглинками. Мощность их колеблется от 2—3 до 30—50 м. В бассейне рек Кютингде и Эекит описываемые отложения значительно грубеют, что связано с существованием здесь своеобразного переката вод с одного бассейна в другой. Это мелкозернистые и среднезернистые пески местами косослоистые с редкими прослоями суглинков и супесей. Вдоль правого склона долины Буор-Эекит среди песков встречаются мелкие обломки местных юрских пород, снесенных потоком с водораздела Лены и Буор-Эекита.

\* Фактическим материалом это не доказано.— *Ред.*

Мощность песков по долинам рек достигает 25—40 м. В пределах Северо-Сибирской низменности аллювиально-озерные пески становятся мелкозернистыми с прослоями супесей, суглинков. Мощность их достигает более 30 м.

Аллювиально-озерные отложения развиты как в пределах долин, так и на низких междуречьях. Максимальные отметки, на которых развиты эти отложения, достигают в бассейне р. Хоруонга 220—230 м\*. На таких же высотах встречены горизонтальнослоистые супеси и пески в пределах Вилюйской низменности и Лено-Амгинского междуречья. Видимо, следует считать, что продолжительное время Лена была подпружена до указанного уровня.

Наиболее широко распространены аллювиально-озерные отложения на уровне, располагающемся между абсолютными высотами 160—180 м и второй надпойменной террасой, формировавшейся вслед за отступанием натарского ледника.

Наличие двух уровней супесей связано, по всей вероятности, с понижением уровня подпруженной реки в результате постепенного вреза в лено-оленекский водораздел ложа вытекающих из бассейна Лены вод. Не исключено, что более высокий уровень аллювиально-озерных отложений образовался в эпоху среднечетвертичного, а более низкий — позднечетвертичного оледенений. При уровне подпруды в 160—180 м сток происходил только вдоль Кютингде и Оленек.

Кажется непонятным, почему крупная водная артерия, подпруженная ледником, не смогла пропилить себе глубокую сквозную долину через ту же р. Кютингде, где развиты довольно рыхлые породы? Видимо, ответ на этот вопрос следует искать в положении основного базиса эрозии в период оледенений. Как уже упоминалось, отложения бестяхского горизонта, залегающие под ледниковыми отложениями среднечетвертичного времени, имеют большую мощность (около 40 м). Вся толща тонкозернистая, в верхней ее части встречается горизонтальная слоистость озерного типа. Аналогичная картина наблюдается в строении, литологии и мощности сангыяхтатской (казанцевской) аллювиальной толщи, залегающей под натарскими ледниковыми отложениями. Эта закономерность не случайна и связана, очевидно, с трансгрессиями моря в периоды оледенений, отмеченными для Западной Сибири. Изучение береговой линии моря Лаптевых между устьями рек Оленек и Лены с помощью аэрофотоснимков позволило выявить абразионный уступ на абсолютной высоте 120—130 м. Видимо, он отражает уровень моря Лаптевых в эпоху последнего натарского оледенения. Отсутствие морской фауны в осадках на низких поверхностях Северо-Сибирской низменности, в частности в низовье р. Оленек, вероятно, связано с опреснением прибрежной части моря мощным притоком вод Лены.

Необходимо отметить, что вопросу морских трансгрессий и их влияния на формирование рельефа в бассейне Лены до последнего времени не уделялось достаточного внимания. Например, до сих пор остаются загадкой находки О. Ф. Герцем в среднем течении р. Вилюй клыка моржа и многочисленных *Mytilus edulis* (Толмачев, 1904). Также остались загадкой находки на междуречье Мархи и Тюнга (левые притоки Вилюя) морских диатомовых водорослей: *Coscinodiscus marginatus* Ehr., *Thalassiosira grawida* Cl., *Melosira sol* (Ehr). Ktz. (Гаркуша, 1962). Они встречены среди эйкских отложений на отметках 280—300 м.

---

\* В пределах Оленекского поднятия перевеянные ветром аллювиально-озерные пески встречаются на высотах до 400 м.

В послеледниковое время долины Лены и ее притоков врезались в ледниковые и аллювиально-озерные отложения. Некоторые мелкие реки проложили новое русло. Лена севернее пос. Жиганск в настоящее время «скатывается» к своей древней долине. В районе устья р. Натара она пропилила полностью водораздел современной и древней долины и частично протекает вдоль последней.

Собранные в настоящее время материалы по геоморфологии, четвертичным отложениям и неотектонике позволяют утверждать, что Лена на протяжении четвертичного времени не меняла резко направления своего течения. Исключением являются эпохи оледенений, когда подпруженная ледником Лена направляла свои воды вдоль рек Кютингде, Оленек, Кэлимяра и Эекит.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилуйской впадины и долины нижнего течения р. Лены. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1961.
- Биджиев Р. А., Минаева Ю. И. Источники сноса в период формирования юрских отложений севера Приверхоанского прогиба и прилегающей части Вилуйской синеклизы. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Вахрамеев В. А., Пущаровский Ю. М. О геологической истории Вилуйской впадины и прилегающей части Приверхоанского краевого прогиба в мезозойское время. Сборник: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Вышемирский В. С. Геологический возраст р. Лены. «Уч. зап. Саратовского унта», т. 74, 1960.
- Гаркуша С. А. О находках третичных диатомей в бассейнах рек Ханьи, Тюнга и Тюнгкэна. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.
- Журавлев В. С. Геологическое строение междуречья Оленек — Лена и уступа Чекановского в нижнем течении палео-Лены. Тр. Якутск. фил. АН СССР, т. I, 1957.
- Колпаков В. В. Стратиграфия четвертичных отложений приленской части Приверхоанского прогиба. Тезисы докл. совещания по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Л., 1961.
- Кирюшина М. Т. Основные черты новейшей тектоники центрального сектора Советской Арктики. Тр. НИИГА, т. 136, 1963.
- Леонов Б. Н., Гогина Н. И., Галабала Р. О. Водораздельные галечники и эйские отложения в бассейне рек Мархи и Тюнга. Мат-лы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода, т. III, 1961.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы. Тр. Междувед. совещания по стратиграфии Сибири. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода, т. III, 1961.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О времени образования Верхоянских гор. «Проблемы неотектоники». Тезисы докл. М., 1964.
- Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г., Уманец В. Н. Палеогеография междуречья Мархи и Тюнга в кайнозое в связи с историей формирования алмазосных россыпей. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, т. 90.
- Пумилов А. П. К истории речных долин в низовьях рек Лены и Оленек. Тр. НИИГА, т. 114, вып. 14, 1960.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, 1963, т. 77.
- Стрелков С. А. Новые данные о рельефе и четвертичных отложениях долины р. Лены к северу от Северного полярного круга. Тр. НИИГА, 1956, т. 89.
- Стрелков С. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., 1965.
- Толмачев И. П. О новых находках по геологии Сибири. Тр. Петерб. об-ва естествоиспытателей, т. XXXIV, вып. I, 1904.
- Тимашов И. Е. К геоморфологии долины нижнего течения р. Лены. «Вест. МГУ», География, 1964, № 3.
- Чекановский Н. Л. Дневник экспедиции по рекам Нижней Тунгуске, Оленеку и Лене в 1873—1875 гг. «Зап. Русск. геогр. об-ва», т. XX, № 1, 1896.

## К ВОПРОСУ О РАЗВИТИИ ДОЛИНЫ р. ЛЕНЫ (НИЖНЕЕ ТЕЧЕНИЕ) В КАЙНОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

---

Ю. А. КРИВУЛИНА

(Всесоюзный геологический институт)

Рассматриваемая часть бассейна долины Лены охватывает ее низовье — от устья р. Джарджан до впадения в море. Долина нижней Лены расположена в пределах двух орографических областей. Верхняя по течению представляет собой слабо волнистую Нижнеленскую равнину, простирающуюся на севере до пос. Кюсюр. На этом участке долина Лены имеет ширину в несколько десятков километров. В русле часты острова, косы, отмели. Характерной чертой строения долины на этом участке является обширная пойма (до 20—25 км шириной), дренируемая многочисленными протоками Лены. Надпойменные террасы (II, III, IV) распространены по обоим берегам реки. Особенно хорошо выражена IV терраса, протягивающаяся на большом расстоянии по правому берегу. Ниже пос. Кюсюр Лена прорезает северные отроги Верхоянских гор, в связи с чем облик долины резко меняется и она приобретает каньонообразную форму.

Геологический возраст долины Лены исследователями трактуется различно. К мнению об очень древнем ее возрасте, восходящем к концу меловой эпохи, склоняется В. С. Вышемирский (1960). К этому выводу он приходит на основании анализа особенностей залегания и литологического состава верхнемеловых отложений тимердяхской свиты, залегающей в наиболее прогнутой части Приверхоянского прогиба. Для указанных осадков характерна косая слоистость, падающая в северо-восточном направлении, и наличие линз грубокластического материала, представляющего собой русловые аллювиальные фации. Формирование осадков происходило с конца раннего мела. При этом значительное количество обломочного материала поступало при размыве поднимавшегося Верхоянского хребта. Эта предполагаемая палео-Лена, судя по распространению верхнемелового аллювия, обладала достаточно широкой и разработанной долиной, по днищу которой она меандрировала.

Начиная с позднепалеогенового времени имеется значительно больше данных для восстановления гидрографической сети в бассейне Лены.

Неогеновые отложения широко распространены в низовье Алдана. Здесь мощность аллювиально-озерных осадков резко возрастает и по данным бурения составляет 600—700 м. Эта отрицательная структура, установленная впервые Р. А. Биджиевым, была описана им под названием Нижнеалданской впадины. Начало ее заложения относится к позднепалеогеновому времени, а последующее прогибание обусловило

накопление мощной толщи осадков. Среди них, по данным исследований ВАГТ, выделяются свиты: тандинская (олигоценовая), намская (миоценовая) и свита Мамонтовой горы (плиоценовая). Возрастные аналоги перечисленных свит в бассейне Нижней Лены имеют весьма ограниченное распространение. Это плиоценовые кварцевые пески и галечники с линзами и пластами лигнитов на о. Саардах в дельте Лены, представляющие собой остатки древней аллювиальной равнины вдоль побережья моря Лаптевых. Кроме саардахского разреза, на левобережье Лены, вдали от современной долины (по материалам М. И. Плотниковой) выделяются озерно-аллювиальные отложения предположительно неогенового возраста, свидетельствующие о существовании разветвленной гидрогеографической сети. На правобережье Лены присутствие неогеновых осадков пока не установлено. Это делается понятным, если учесть усиленную эрозионную деятельность как самой Лены, так и ее правых притоков в период общего поднятия Верхоянских гор и примыкающих равнин в конце неогенового времени. Кроме того, правобережье неоднократно подвергалось воздействию ледника и перекрыто на большей своей части мощным (до 20—80 м) плащом ледниковых осадков.

Обобщая все сказанное, мы должны прийти к выводу о существовании стока вод из Нижнеалданской впадины, очевидно, по наиболее прогнутой части Приверхоянского прогиба в северном направлении. Установленные отдельные вехи этого пути недостаточны для воссоздания рисунка древней гидрографической сети, но вполне убедительны для утверждения того факта, что долина Лены существовала с палеоген-неогенового времени, а возможно и с конца мела.

В настоящее время большинством исследователей признается, что направление долины самой Лены в ее нижнем течении — ниже пос. Сектях — не оставалось постоянным на протяжении четвертичной эпохи. В истории развития этого участка долины Лены определенно выражено два этапа. Для более древнего, охватывающего раннечетвертичное и часть среднечетвертичного времени и, возможно, конец плиоцена, устанавливается отличное от современного положение долины Лены. Последняя имела северо-западное направление, протягиваясь от пос. Сектях, расположенного перед началом аптецедентного участка долины Лены, к долине Оленека. Современное меридиональное направление Лена приобрела во второй этап, начало которого относится ко второй половине среднечетвертичного времени.

Впервые существование древней долины на Лено-Оленекском междуречье было вскользь отмечено А. А. Романовым (1933). Позднее (в 1941 г.) К. К. Демочкидов и В. А. Первунинский (1952) уже более обоснованно выделяют здесь долину древней реки и связывают с ее деятельностью присутствие на водоразделах песчано-галечных отложений.

В последующие годы (1953, 1956, 1957) вопрос о палео-Лене затрагивался в работах В. С. Журавлева, С. А. Стрелкова, А. П. Пуминова. К настоящему времени еще нет единого мнения по ряду важных вопросов — неясно, например, где располагалась устьевая часть этой реки. По мнению одних, река впадала в море по современной долине Оленека (Пуминов, 1960), по мнению других, — ее путь лежал на запад, к Анабару, вдоль рек Пура и Уджа (Гусев, 1953), а согласно третьему варианту древняя река пересекала Анабаро-Оленекское междуречье, придерживаясь долины р. Юеля, имела устье в районе Анабарского залива (Кирюшина, 1957). Также остается не установленным окончательно и время существования древней долины. В. С. Жу-

равлев (1960), а вслед за ним и А. П. Пуминов возраст ее древнего аллювия считают среднечетвертичным.

Перейдем к более детальному рассмотрению вопроса о палео-Лене на Лено-Оленекском междуречье в свете полученных нами дополнительных данных.

Что представляет собой древняя долина? Прослеживая характер долины Лены от устья Вилюя до дельты, нельзя не заметить, сколь резко различны по облику ее участки, расположенные выше и ниже пос. Говорово. Ниже этого поселка, как упоминалось выше, река течет в глубоком каньоне — пропадает заливаемая пойма, исчезают острова, резко сужается русло (до 1,8—3 км против 3—9 км). Просторная долина, лежащая выше по течению, как бы замыкается у пос. Сектях. Наряду с этим, на территории Лено-Оленекского междуречья выделяется широкая пониженная полоса — древняя долина, протягивающаяся в северо-западном направлении. Последняя четко выражена морфологически, имеет асимметричный поперечный профиль: ее крутой правый склон совпадает с уступом кряжа Чекановского. В долине выделяются два террасовых уровня — один на высоте 170—190 м, другой на высоте 140—160 м над уровнем моря. Наиболее древними отложениями, относимыми к раннечетвертичным, являются распространенные в бассейнах рек Кэлимээр, Таас и Буор-Эйэкиг песчано-галечные осадки первого уровня, сохранившиеся на эрозионных останцах («кэлимээрские галечники»). Среди галечного материала преобладают устойчивые к выветриванию породы — кремни, розовые песчаники, кварц, окварцованный песчаник, кварцит, яшмы, черные метаморфические ороговикованные сланцы. Любопытно, что благодаря преобладанию розовых тонов в окраске кремней, песчаников и кварцитов поверхность террасы на участках скопления (высыпок) галек приобретает розоватый оттенок. В отложениях наблюдается косая слоистость, обусловленная чередованием слоев различной крупности зерна. Минеральный состав тяжелой фракции рассматриваемых осадков характеризуется господством алмадина (33%), пироксена (28,3%), ильменита (20,7%), амфибола (11,6%). Мощность сохранившихся осадков не превышает 6—8 м.

Возраст кэлимээрских галечников определяется условно на основании общего геоморфологического анализа рельефа низовьев Лены и сопоставления с VI надпойменной террасой ее в среднем течении, где она датируется раннечетвертичным временем. Для VI террасы среднего течения Лены характерен устойчивый к выветриванию петрографический состав гальки, среди которой преобладают породы кварц-кремниевое состава. Сходство в петрографическом составе кэлимээрских галечников и отложений VI террасы Лены позволяет считать их разновозрастными. Помимо сказанного, для обоснования возраста рассматриваемых галечников существенное значение имеет тот факт, что в сложенную ими поверхность врезаны более молодые террасы, достаточно точно датируемые по находкам фауны и спорово-пыльцевым комплексам как среднечетвертичные.

Как отмечалось выше, в долине палео-Лены выделяется вторая, более низкая, террасовая поверхность на абсолютной высоте 140—160 м, сопоставляемая нами с V надпойменной террасой крупных речных долин Восточной Сибири. Эта терраса, сложенная с поверхности мелкозернистыми песками, занимает большие площади в бассейнах современных рек Таас и Буор-Эйэкиг, а также в долине р. Кютюнде, фиксируя направление Оленека, впадавшего в Лену в районе верховьев современного Буор-Эйэкига. В настоящее время терраса представляет собой всхолмленную равнину с эоловыми формами рельефа, приурочен-

ными, главным образом, к склонам речных долин южной и юго-восточной экспозиции.

Разрез террасы двучленный. В основании залегает 1,5—2-метровый слой галечника, скрепленного разнородным песком. Среди гальки преобладает местный материал — известняки, песчаники, мергели, принесенные с Оленекского поднятия. В других разрезах в галечном материале значительный процент составляли прекрасно окатанные валуны и крупная галька кварцитов, кварцитовидных песчаников и гравелитов синийского комплекса. Выше по разрезу, отделяясь от галечника тонким (10—15 см мощности) торфяным прослоем, лежит толща тонкозернистых и мелкозернистых песков с хорошо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью мощностью до 20—40 м. Тонкозернистый состав материала с преобладанием пылеватых (более 75%) и глинистых (до 9,4%) частиц позволяет считать, что формирование этой толщи происходило в условиях медленно текущих, широко разливавшихся вод, что было связано, по-видимому, с подтоплением Лены самаровским ледником.

Интересным в плане реконструкции физико-географических условий эпохи накопления песчаных отложений этой террасы является изучение коллоидно-дисперсных минералов в тонких фракциях. В результате определений было установлено, что основным минералом тонкой фракции является гидрослюда и единичные зерна каолинита. По мнению И. Д. Седлецкого и В. П. Ананьева (1957), возникновение указанных минералов сопряжено с процессами выветривания в ледниковое время. Минеральный состав тяжелой фракции характеризуется магнетит-ильменит-алмандиновой ассоциацией.

Данные спорово-пыльцевого анализа позволили установить разновозрастность нижней (песчано-галечной) и верхней (песчаной) толщ аллювия V террасы. Нижняя часть аллювиальных осадков террасы характеризуется остатками более теплолюбивой растительности, чем вышележащие пески. Она представлена пылью лиственниц, которая, как известно, сохраняется плохо, а также пылью ели, в настоящее время здесь целиком отсутствующей. Спорово-пыльцевой спектр тонкозернистых песков отличается резким преобладанием пыли травянистых растений (от 59 до 99%). Соотношение отдельных видов следующее: злаки составляют от 20 до 90%, лебедовые 4—11%, гвоздичные 5—28%, полынь от 3,6 до 28,9%.

Разнообразный видовой состав травянистых растений характеризует условия сухой арктической тундры. Установленный здесь спорово-пыльцевой спектр соответствует периоду резкого похолодания и исчезновения лесной растительности. Учитывая стратиграфическое положение осадков, мы полагаем возможным связывать ухудшение климата с эпохой самаровского оледенения.

Дополнительные данные о возрасте рассматриваемых отложений могут быть получены из общего анализа их положения в рельефе. Песчаная терраса Таас-Эйзкита, располагаясь на более низком гипсометрическом уровне по отношению к древнейшей (раннечетвертичной) палео-ленской террасе, врезана в нее на глубину 30—40 м. В то же время в поверхность этой песчаной террасы вложена IV надпойменная терраса собственно Кэлимэра. Возраст последней определяется на основании находки у подножия террасы зуба *Mammuthus primigenius* (Blum) (раннего типа), характеризующего, по мнению Э. А. Вангенгейм, вторую половину среднечетвертичного времени. Кроме того, спорово-пыльцевой спектр верхней части аллювиальных отложений IV террасы Кэлимэра (тонкозернистых песков и супесей) характери-

зуется преобладанием пылицы травянистых растений и кустарничков, составляющих не менее 75% от всего количества пылицы и спор. Среди травянистых преобладают злаки (70—80%), осоковые (6%), лютиковые (до 10%), полынь (3%), гвоздичные (2—3%). Среди спор главенствующими являются зеленые мхи, присутствующие почти во всех образцах. Приведенный видовой состав растительности позволяет предполагать холодные климатические условия времени накопления осадков и сопоставлять их на основании стратиграфического положения с тазовской ледниковой эпохой.

Таким образом, формирование пятой террасы в долине палео-Лены происходило в интервале между раннечетвертичным временем и концом среднечетвертичного, т. е. охватывало нижнюю половину среднечетвертичного времени.

Большой интерес представляет собой вопрос: когда же прекратила существование древняя долина и что послужило этому причиной? По-видимому, главной причиной изменения рисунка гидросети в низовьях Лены являлась активизация тектонических движений на севере Сибирской платформы. Предполагаемое первоначальное (северо-западное) направление долины Лены было predeterminedено структурой Приверхоанского прогиба, испытывавшего устойчивое прогибание. Северо-западное направление реки существовало на протяжении всего раннечетвертичного и частично среднечетвертичного времени.

Современное русло ниже пос. Сектях Лена проложила, по мнению некоторых исследователей, в результате перехвата ее низовьев другой рекой, протекавшей вдоль Хараулахских гор. Какими доказательствами мы располагаем в пользу этого предположения?

Как справедливо замечает С. А. Стрелков (1957), перехват при неизменном базисе эрозии вряд ли был здесь возможен. Его трудно представить прежде всего потому, что Лена, обладавшая большим водосбором, должна была иметь и значительно большую водность, чем та река, которая ее перехватила. В то же самое время положение относительно базиса эрозии у соседствующих речных систем было, видимо, сходным. Таким образом, осуществление перехвата могло произойти лишь в условиях усилившейся эрозионной деятельности реки, протекавшей вблизи Хараулахских гор, предпосылкой к которой являлась возросшая тектоническая мобильность территории.

Прямолинейный характер долины Лены между пос. Кюсюр и о. Столб говорит о первоначальном заложении Лены вдоль линии тектонических нарушений. Подтверждением являются данные проводившихся А. Н. Наумовым (НИИГА) тектонических исследований в низовье Лены. С. А. Стрелков, А. П. Пуминов и А. Н. Наумов (1957) приходят к выводу о predeterminedенности южного участка долины прорыва между мысами Чуча и Чекуровский установленным здесь Турбуяхским разломом. Он возник при оседании свода Чекуровской антиклинали в результате сложных разрывных деформаций, зарождение которых относится к послеледниковому (третичному) времени.

Работами О. А. Иванова и Г. Ф. Лунгерсгаузена на северном продолжении Хараулахской складчатой зоны были установлены две дислоцированные зоны меридионального и широтного простирания. Дислокациям, проявившимся в образовании широких и пологих валобразных структур, подверглись здесь отложения высокой террасы, включающие верхнечетвертичный торф и слагающие о. Харданг в западной и о. Саардах в восточной частях дельты. Их разделяет, по-видимому, крупный поперечный разлом, продолжающийся к югу и используемый р. Леной.



Как видно из сказанного, участок теперешнего нижнего течения Лены («труба») приурочен к зоне распространения различного рода тектонических нарушений. Их оживление в четвертичное время вызвало резкую активизацию эрозионных процессов в верховьях реки, располагавшейся на месте нижнего течения Лены, что и привело, в конечном счете, к перехвату и перераспределению стока.

О времени этого события можно судить на основании распространения и сопоставления надпойменных террас в пределах палео-Лены, в среднем течении Лены и на участке «трубы». Как говорилось выше, в долине палео-Лены прослеживаются две высокие террасы — VI и V, датруемые нами верхняя — раннечетвертичным временем, и нижняя (V) — первой половиной среднечетвертичной эпохи. В пределах «трубы» устанавливается несколько уровней надпойменных террас в интервале высот от 60—80 до 250—300 м над уровнем реки. По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961), эти уровни отвечают 60—70-метровой террасе Лены выше по течению. В лестнице ленских террас между устьем Вилюя и пос. Кюсюр 60—70-метровый уровень соответствует IV надпойменной террасе. Формирование ее происходило после эпохи максимального оледенения. В долине палео-Лены к этому же времени относится IV надпойменная терраса Кэлимэра, возраст которой, по геоморфологическим соображениям, находкам остатков фауны и споро-пыльцевым комплексам — мессовско-тазовский.

В связи со сказанным, возникновение современного меридионального направления долины Лены и распад прежней единой долины на два самостоятельных бассейна рек Кэлимэра и Таас-Эйкита происходило скорее всего в интервале времени между самаровской и тазовской ледниковыми эпохами. С высказанным предположением хорошо согласуются представления Г. Ф. Лунгерсгаузена (1964) о том, что наиболее активные новейшие движения в пределах северной и средней частей Верхоянского хребта относятся к эпохе окончания максимального оледенения или к следующему за ней межледниковью.

Большой палеогеографический интерес, помимо древней долины на Лено-Оленекском междуречье, вызывают сохранившиеся на водоразделах в бассейнах рек Сюнгюде и Молодо песчано-галечные отложения. Они впервые были установлены геологами Всесоюзного аэрогеологического треста Р. А. Биджиевым, М. Г. Овандер, В. Н. Рыбченковым, Б. И. Прокопчуком, проводившими в 1957—1960 гг. геологические исследования на левобережье Лены. По данным этих исследователей, песчано-галечные отложения прослеживаются вдоль долин рек Сюнгюде и Молодо, текущих параллельно Лене, на значительном расстоянии — от устья Муны до низовий Молодо. Они покрывают придолинные участки междуречий на абсолютной высоте 120—160 м. В рельефе площади распространения древних аллювиальных осадков выражены в виде ровных плоских останцов, хорошо выделяющихся благодаря особому характеру растительного покрова. По данным геологов ВАГТ, песчано-галечные отложения обладают выдержанным петрографическим составом галек. Среди них преобладает (40—50 до 70%) галька черных окремненных известняков амгинского и ленского ярусов кембрия, насыщенная битумом и содержащая обильную фауну агносид. Галька кремней составляет 30%. В связи с тем, что галька кембрийских пород, по мнению геологов ВАГТ, поступала в аллювий при размыве коренных выходов кембрия в бассейнах рек Хахчан и Моторчуна, а отсюда транспортировалась на север, ей было придано значение руководящей. По находкам гальки битуминозных и окремненных сланцев реконструировалось направление стока и конфигурация самой долины.

Было высказано предположение о том, что аллювиальные отложения, залегающие на большой высоте над руслом сравнительно небольших рек и содержащие гальку специфического состава, были сформированы Леной, протекавшей в начале четвертичного периода к западу от современного ее положения. При этом плоские поверхности останцов сопоставлялись Р. А. Биджиевым, М. Б. Овандер и Г. Ф. Лунгерсгаузен с VI (раннечетвертичной) террасой р. Лены.

Наши исследования, проводившиеся в бассейне р. Молодо и ее притоков Баарка и Муогдаан, и полученный дополнительный материал по вещественному составу рыхлых отложений в совокупности с результатами спорово-пыльцевого анализа образцов К. П. Кривулина позволили по-новому осветить палеогеографические условия времени накопления осадков.

В бассейне нижнего и среднего течения р. Молодо выделяются два разновозрастных гипсометрических уровня, различающихся составом залегающих на них рыхлых отложений. Первый, лежащий в интервале высот 180—200 м, нами здесь не рассматривается; вторая поверхность располагается ниже, на высоте 140—160 м, и занимает участки междуречий шириной до 8—10 км.

Разрез водораздельных отложений, залегающих на высоте 140—160 м, вскрыт сериями шурфов. Повсеместно наблюдается двучленное строение аллювиальной толщи. Нижняя, русловая фация, сложенная галечником, имеет мощность 6—8 м, иногда достигает 11 м. Пойменная фация развита слабее, возможно, вследствие размыва, и представлена тонко- или мелкозернистым песком светло-серого цвета мощностью от 1 до 2,5 м. Вещественный состав, косая и перекрещивающаяся слоистость в галечниках и песках, а также четкое двучленное строение толщи (наличие русловой и пойменной фаций) позволяют считать песчано-галечные отложения бассейна р. Молодо типично речным образованием, с нормально развитым аллювием, свойственным многоводным рекам равнинных областей. Петрографический состав гальки характеризуется преобладанием трех разновидностей пород: черных ороговикованных и битуминозных темных кембрийских сланцев и гальки кварцкременевого состава.

Как показали полевые исследования, галька перечисленных пород, в изобилии встречаемая в современном аллювии в верховьях р. Молодо и ее притоков — Усунку, Муогдаана, Тиит-Юрэгэ, является продуктом размыва местных коренных пород, выходы которых известны в истоках перечисленных рек. На основании сказанного, галька черных ороговикованных и битуминозных темных кембрийских сланцев в водораздельных галечниках также, по-видимому, местного происхождения.

Прежде чем перейти к вопросу о возрасте песчано-галечных отложений бассейна р. Молодо, необходимо упомянуть о встречающихся почти в каждой выработке (шурфы 27, 28, 29, 37, 1002, 1004, 903, 909) мерзлотных деформациях, псевдоморфозах по жилам или клиньям льда, приуроченных к верхней части галечного слоя — разнородному песку с рассеянной галькой, т. е. к интервалу глубин 0,5—2,5 м. Длина встреченных клиновидных ледяных тел невелика — порядка 1,5 м, при ширине у основания 30—40 см.

Для восстановления климатических условий и установления времени формирования рассматриваемых осадков используются результаты спорово-пыльцевого анализа, произведенного в Центральной экспедиции ВСЕГЕИ И. Н. Голуб.

Такие данные для водораздельных отложений р. Молодо получены впервые. Спорово-пыльцевые спектры показывают, что осадконакопле-

ние шло в условиях изменения климата в сторону его похолодания. Средняя и частично нижняя части разреза, сложенные преимущественно галечником с прослоями и линзами глинистого песка, накапливались в период, когда в районе существовала лесная растительность. Пыльца древесных пород (шурфы 31, 32) составляет 55—60%, травянистых — 7—13%. Среди древесных форм преобладает сосна (16—28%), береза (15—19%), ольха (10—17%); до 14% присутствует пыльца лиственницы. Пыльцы ели содержится до 1,5%. В современном растительном покрове древовидная береза, сосна и ель здесь отсутствуют. Поэтому приведенный выше спорово-пыльцевой спектр свидетельствует о климатических условиях значительно более теплых, чем современные.

Верхняя часть разреза, сложенная преимущественно песчано-супесчаной пойменной фацией, отличается резким преобладанием в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы травянистых растений и кустарников (от 60 до 95%). Споры присутствуют (шурф 28) в количестве 11—14%, пыльца древесных составляет лишь 2—7%. Среди пыльцы травянистых растений преобладает группа ксерофитов — лебедовые (26—40%), гвоздичные (до 26%). Полюнь присутствует в количестве от 2 до 9%, встречены осоковые, бобовые, вересковые. Встречается плаунок *Selaginella sibirica*, указывающий на значительное похолодание.

Приведенный спектр характеризует безлесную растительность холодной тундро-степи. Отмечавшиеся выше следы древних криогенных процессов в верхней части галечного слоя также отражают существование здесь холодных перигляциальных условий, связанных с оледенением Верхоянских гор.

Таким образом, накопление песчано-галечных осадков протекало в течение двух этапов, а именно: в предледниковую или межледниковую эпоху и ледниковое время. В пределах севера Западной Якутии в настоящее время известны следы двух оледенений: максимального или самаровского среднечетвертичного ( $Q_2^2$ ) оледенения и позднечетвертичного — зырянского ( $Q_3^2$ ). Геоморфологическое положение песчано-галечных осадков исключает предположение об их зырянском возрасте в связи с наличием в долине р. Молодо бесспорно установленных аллювиальных отложений, синхронных времени зырянского оледенения. С другой стороны, приуроченность рассмотренных отложений к высокому гипсометрическому уровню (абсолютная высота цоколя составляет 130—145 м) позволяет сопоставить их с отложениями V надпойменных террас р. Лены и других крупных рек Сибири и датировать эти осадки предсамаровским временем и временем самаровского оледенения, согласно установившимся представлениям на возраст V надпойменной террасы рек Восточной Сибири.

В обоснование среднечетвертичного возраста рассмотренных отложений мы располагаем находкой бивня мамонта, определенного В. Н. Верещагиным. Бивень, обнаруженный в одном из шурфов, имеет длину 0,6 м. Он не несет следов транспортировки и благодаря залеганию в вечной мерзлоте имеет хорошую сохранность и свежий облик. По мнению В. Н. Верещагина, его возраст не древнее среднего плейстоцена.

Резюмируя вышеизложенное, следует прийти к выводу о том, что древняя долина, фиксируемая галечными останцами вдоль современных рек Сянгюде и нижнего течения р. Молодо, являлась долиной крупного притока Лены, протекавшего параллельно ей на этом отрезке. Устье верхнего течения р. Молодо, выше устья Сянгюде, являлся, в свою очередь, боковым притоком этой меридиональной реки, устьевая часть которой располагалась в районе Сектях. Это подтверждается анали-

зом петрографического состава гальки с абсолютным преобладанием пород местного происхождения, свидетельствующем об ограниченности площади водосбора. Для самой Лены или ее протоков (по Г. Ф. Лунгерсгаузену) следовало бы ожидать большее разнообразие в петрографическом составе галечного материала. Кроме того, сравнительно небольшие размеры аллювиальной равнины (максимальная ширина 8—10 км на междуречье Баарка—Муогдаан) не согласуются с имеющимися данными о размерах ленских террас. Последние, как известно, достигают ширины в несколько десятков километров, а местами простираются до 100 км.

Остается добавить, что вскоре после того, как формирование среднечетвертичного террасового уровня в долине Молодо было завершено, он подвергся размыву и расчленению врезавшейся в нее молодой гидросетью. По времени это совпало с активизацией новейших движений в Верхоянье, которые, как говорилось выше, привели к перехвату в низовье Лены.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вышемирский В. С. Геологический возраст р. Лены. «Уч. зап. Саратовского ун-та», т. 74, 1960.
- Журавлев В. С. К вопросу геологии междуречья Оленек—Лена. Тр. Ин-та геологии (Якут. филиал Сиб. отд. АН СССР), вып. 7, 1960.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Некоторые особенности проявления новейшей тектоники на востоке Сибирской платформы. «Нестектоника СССР», Рига, 1961.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О времени образования Верхоянских гор. «Проблемы неотектоники». Тезисы докл. М., 1964.
- Пуминов А. П. К истории речных долин в низовьях рек Лены и Оленек. Тр. НИИГА, вып. 14, т. 114, 1960.
- Романов А. А. Описание карты Ленско-Хатангского края. По материалам Якутской экспедиции АН СССР. Изв. Всесоюз. Арк. ин-та и СОПС АН СССР, № 3, 1933.
- Седлецкий И. Д. и Ананьев В. П. Новые данные о лессе. Тр. комиссии по изуч. четвертичного периода, АН СССР, вып. 13, 1957.
- Стрелков С. А., Пуминов А. П., Наумов А. Н. О возможной тектонической причине переустройства речной сети в низовьях рек Лены и Оленек. Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики, вып. 6, 1957.
-

## СОДЕРЖАНИЕ

### Западная Сибирь

С. А. Архипов. О морфоструктуре Западно-Сибирской низменности. . . . .	3
И. П. Варламов, Н. Е. Найденова. Связь этапности и направленности истории развития рельефа центральной и южной частей Западно-Сибирской равнины и ее обрамлений с характером олигоцен-четвертичных тектонических движений . . . . .	13
Ю. Ф. Захаров. Геоморфология северо-западной части Западной Сибири . . . . .	20
Б. В. Мизеров, В. А. Богдашев, Г. Ф. Кузнецова. Новейшие тектонические движения Обь-Енисейского междуречья и их роль в формировании рельефа. . . . .	29
А. М. Малолетко. Кайнозойская тектоника предальтайской части Западной Сибири. . . . .	44
О. М. Адаменко. Происхождение современной морфоструктуры Предальтайской равнины . . . . .	50
Г. В. Нестеренко. Решение некоторых вопросов палеогеографии мезокайнозоя на юго-востоке Западной Сибири на основе литолого-минералогических данных. . . . .	63
И. А. Волков. О географической зональности рельефа (на примере равнин Средней Азии, Казахстана и Западной Сибири) . . . . .	70
М. Е. Городецкая. Морфоструктура и морфоскульптура юго-запада Западно-Сибирской равнины . . . . .	80
А. Г. Доскач. К вопросу о морфоструктуре и этапах геоморфологического развития Тургайского прогиба . . . . .	91
А. Г. Илларионов. К истории формирования плиоцен-четвертичных структурно-тектонических зон Тургайского прогиба . . . . .	100
Д. Н. Фиалков. К вопросу о происхождении грядовых форм рельефа юга Западно-Сибирской низменности . . . . .	112
Ю. Ф. Захаров. Параллельно-грядовой рельеф Северного Зауралья и Нижнего Приобья . . . . .	113
Г. С. Ананьев. Неотектоника и развитие речных долин эпигерцинской платформы Южного Зауралья . . . . .	125
А. А. Земцов, Д. А. Бураков. Современные геоморфологические процессы в центральной части Западно-Сибирской равнины . . . . .	133
Б. В. Мизеров, В. А. Богдашев. Основные черты геоморфологического строения Кеть-Тымского Приобья и бассейна р. Сым . . . . .	143
А. А. Земцов. Оползни таежной зоны Западной Сибири . . . . .	159
В. В. Баулин. Некоторые особенности криогенного строения и развития аккумулятивных уровней на севере Западной Сибири . . . . .	164
В. В. Баулин, Г. Б. Острый. О влиянии тектоники на рельеф нижней границы мерзлых пород . . . . .	174
Н. Г. Бобов. Некоторые особенности рельефообразования при эпигенетическом промерзании рыхлых пород . . . . .	179
И. Г. Ермаков. Роль геоморфологических факторов при инженерно-геологических изысканиях железных дорог (на примере Южно-Сибирской магистрали) . . . . .	187

### Сибирская платформа

<b>Л. С. Хомичевская.</b> Особенности развития полигональных форм рельефа на примере Енисейского Севера . . . . .	201
<b>В. В. Рогожин.</b> К истории развития котловин Норильских озер и связи их с новейшими тектоническими движениями . . . . .	212
<b>Г. Ф. Гравис.</b> Асимметричные долины на севере Сибири (на примере хр. Кулар)	218
<b>А. И. Лаврентьев.</b> К вопросу о происхождении террас Енисея . . . . .	223
<b>С. М. Большаков.</b> К геоморфологии карста и оползней южной части Сибирской платформы . . . . .	239
<b>С. С. Коржуев, Р. В. Федорова.</b> О возрасте долины прорыва Нижней Лены . .	250
<b>Р. О. Галабала.</b> К истории развития речной сети бассейна нижнего течения р. Лены . . . . .	264
<b>Ю. А. Кривулина.</b> К вопросу о развитии долины р. Лены (нижнее течение) в кайнозойское время . . . . .	273

---

**Проблемы геоморфологии и неотектоники  
платформенных областей Сибири**

Материалы Всесоюзного совещания  
по геоморфологии и неотектонике Сибири  
и Дальнего Востока

Том III

Редакторы *Д. Г. Селькина, Н. Г. Рязанова*  
Художественный редактор *В. А. Бурлачук*  
Художник *В. Г. Бурыкин*  
Технический редактор *А. М. Вялых*  
Корректоры *В. И. Рахман, Р. С. Митяева*

---

Сдано в набор 17 июля 1967. Подписано в печать  
24 апреля 1970 г. МН 01052. Бумага  $70 \times 108^{1/16}$ .  
17,75 печ. л., 24,8 усл. печ. л. + 1 вкл.,  
23,4 уч.-изд. л. Тираж 1500.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение.  
Новосибирск, Советская, 18. Заказ № 2840  
2-я типография издательства «Наука».  
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Цена 1 р. 8<sup>1</sup>/<sub>4</sub> к.