

И. В. АНТОЩЕНКО-ОЛЕНЕВ

ИСТОРИЯ
ПРИРОДНЫХ
ОБСТАНОВОК
И ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ДВИЖЕНИЙ
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

И. В. АНТОЩЕНКО-ОЛЕНЕВ

ИСТОРИЯ
ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВОК
И ТЕКТОНИЧЕСКИХ
ДВИЖЕНИЙ
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ
ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук В. В. Вдовин

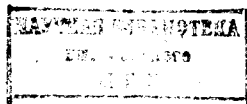


ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск-1982

Книга состоит из серии очерков, в которых рассматривается ряд проблемных вопросов, касающихся происхождения мощных песчаных толщ Забайкалья, роли литогенного фактора в формировании рельефа, оценки интенсивности новейших тектонических движений, изменений климата, природных обстановок и т.д. Главные причины разногласий между исследователями в оценке различных событий четвертичного периода Забайкалья, по мнению автора, заключены в разном понимании пригодности данных, полученных с помощью определенных методов и методических приемов исследования, для палеогеографических реконструкций, корреляции разрезов, определения генетических типов отложений, неотектонических построений и в приязни к привычному, когда исследователи не могут отказаться от испытанных моделей интерпретации, созданных и отработанных ими в других районах.

Монография предназначена для исследователей четвертичного периода, геоморфологов и может быть полезна студентам высших учебных заведений. Ил. 28. Табл. 6. Библиогр. 142.

2943-17-82



Позволю себе начать с цитаты: "...Самые глубокие истины если и бывают вообще "самоочевидны", то только для тех, кто, не жалея труда, их изучал, или очень часто к ним прибегал, или даже - больше того - кто сам их открыл или по крайней мере реконструировал. Обычно самоочевидность - признак привычки, следовательно, она должна вызывать тревогу, так как мы не склонны подвергать сомнению то, к чему привыкли, что довольно опасно" /Бунге, 1967, с. 39-40/.

Несколько групп исследователей изучает кайнозойские образования в разных районах Забайкалья и каждая со своим опытом выходит в соседние, где описывает факты, наблюдавшиеся исследователями других групп. Исследователи несут заготовки моделей интерпретации, иногда созданные вообще в резко отличных по природным условиям районах, но многократно испытанные, и применяют их здесь без сомнений. Примером такой модели может служить положение о соотношении плювиалов и аридов с межледниковьями и оледенениями. Но не обязательно разногласия возникают из-за этого, может быть, даже больше по другой причине: из-за разного понимания пригодности данных, полученных в результате применения определенных методов и методических приемов исследований для палеогеографических реконструкций, корреляции разрезов, определения генетических типов отложений, неотектонических построений и т.д. (степень достоверности, возможная детальность характеристик среды и пр.).

Вот с таких позиций и предпринята попытка разобраться в возможных причинах разногласий в оценке различных событий четвертичного периода Забайкалья. Берясь за эту работу, хотел сделать анализ разногласий по всем основным вопросам геологии кайнозоя Забайкалья и предложить с учетом полученных результатов какие-то компромиссные построения, но из-за теперешней оторванности от района, о котором пишу, понял, что с этим не смогу справиться. Поэтому ограничился разбором причин противоречий только по тем вопросам, которые наиболее волнуют и по которым давно были собраны факты.

В работе использованы следующие материалы:

- 1) данные о площадном распространении кайнозойских толщ и их мощностях по результатам буровых работ, выполненных экспедициями и партиями Бурятского геологического управления, Бурводстроя и различных изыскательских организаций;
- 2) публикации по стратиграфии, палеогеографии кайнозоя, неотектонике Забайкалья и Прибайкалья (главным образом сводные работы 60-70-х гг.);
- 3) собственные наблюдения за время работы в Бурятском территориальном геологическом управлении и лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии Бурятского геологического института БФ СО АН СССР, сделанные в среднем и нижнем течении Хилка, по ряду крупных притоков Уды (Курба, Кудун с Кижингой, Она), в долинах рек Темник, Снежная и ряде других пунктов Бурятии. Не было маршрутов только в западной и крайней северной частях Бурятской АССР, Баргузинской впадине.

В работе рассматриваются такие частные вопросы, как достоверность восстановления истории новейших тектонических движений и их количественных оценок, пригодность наблюдений за криодислокациями для палеогеографических реконструкций и корреляции разрезов, возможности палинологии при оценках климатических условий накопления осадков и некоторые другие. В очерках первой половины монографии описаны участки, наиболее детально изученные, на двух из которых был просмотрен и описан kern большого числа колонковых скважин. Материалы по ним стали ключевыми при интерпретации описаний разрезов буровых скважин, использованных в очерке о закономерностях распределения мощностей кайнозойских отложений в бассейне Селенги. На этих участках изучались и некоторые элементы рельефа, которые толковались как новейшие тектонические образования. Результаты изучения заставили пересмотреть их природу. В зависимости от того, как будет понято происхождение мощных песчаных толщ Забайкалья, будет по-разному оценена тектоническая жизнь этого региона. Происхождению песчаных толщ посвящен один из очерков первой части. Завершает эту часть очерк о необходимом наборе исходных данных о рельефе, пригодных для построения неотектонических карт. Очерки второй части монографии посвящены изменениям климата в голоцене и позднем плейстоцене, а также значению разных данных, полученных традиционными способами, при палеоклиматических реконструкциях, корреляции резервов, при датировке толщ осадков. Их можно читать в любой последовательности, но в то же время они взаимосвязаны. Стремление придать законченность, самостоятельность каждому очерку привело к некоторым повторам.

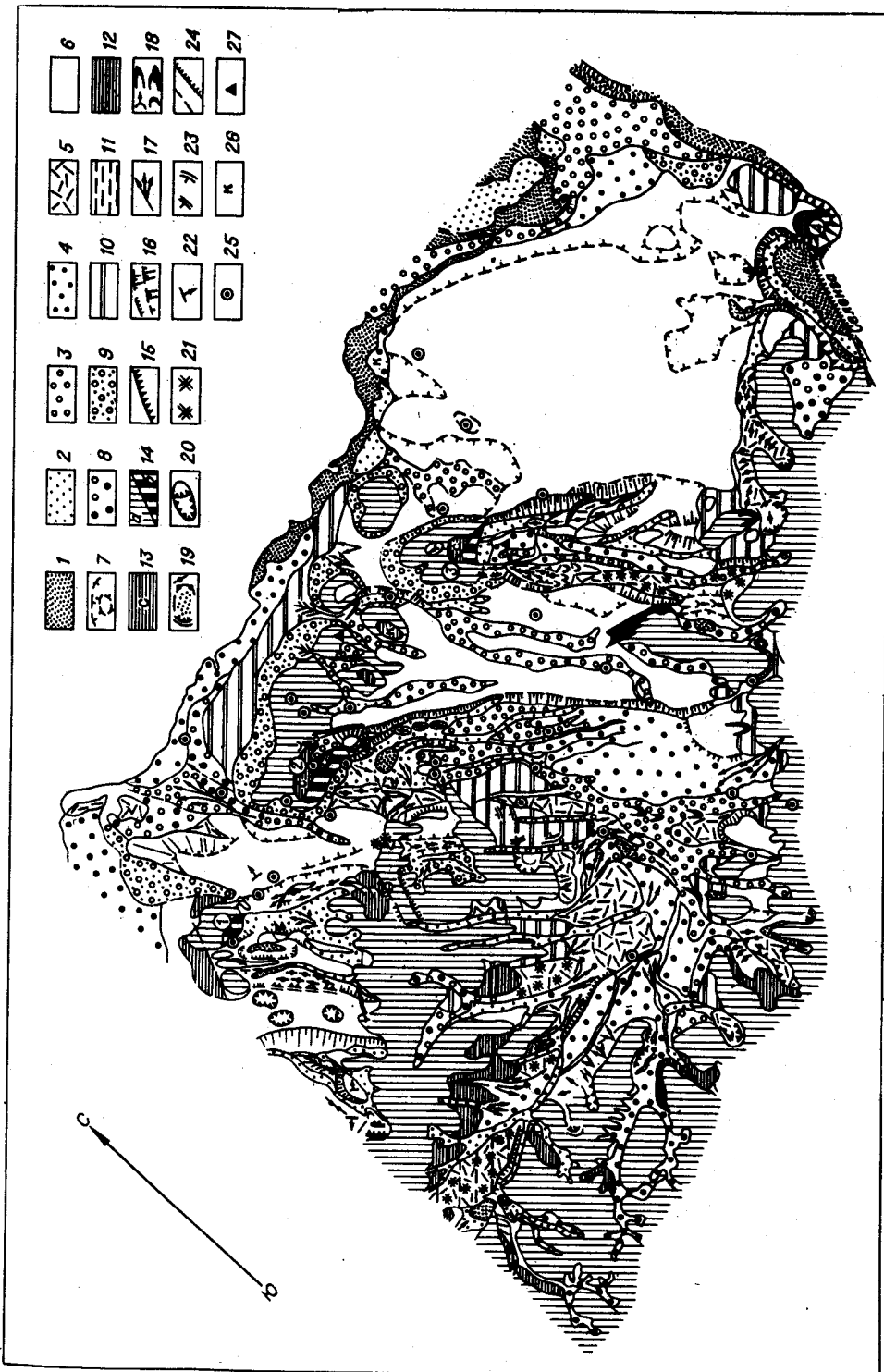
В заключение хочу поблагодарить всех, кто в той или иной мере способствовал выполнению этой работы. Особо признателен Е.В. Девяткину и А.В. Кожевникову за советы и пожелания, высказанные ими после прочтения рукописи, а также В.С. Антошенко-Оленевой — за выполненные ею рисунки и чертежи, иллюстрирующие очерки. Не могу не выразить искренней благодарности сотрудникам лаборатории геоморфологии и неотектоники ИПГ СО АН СССР, особенно В.В. Вдовину, Л.С. Миляевой, В.А. Николаеву, а также академику А.Л. Яншину за поддержку, без которой едва ли бы эта книга вышла в свет.

1. О ПРОИСХОЖДЕНИИ БЕССТОЧНЫХ КОТЛОВИН ЮЖНОГО СКЛОНА ИВОЛГИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Бессточные котловины южного склона Иволгинской впадины демонстрировались участниками 1X пленума геоморфологической комиссии АН СССР, принимавшим участие в экскурсии по Забайкалью, как новейшие тектонические структуры (1970). Так они были описаны Д.Б. Базаровым и Ц.Ц. Цырендоржиевым /1963/ в результате интерпретации данных гравиметровых и магнитных наблюдений, ВЭЗ, анализа морфологии рельефа и характера распространения четвертичных отложений, сведений о докайнозойской геологии. "Морфологическая свежесть тектонических уступов (имеются в виду крутые склоны останцовых гор, сопряженные с днищами бессточных котловин. — А-О.), врезанных в толщу рыхлых отложений, мощная и крутая осьпь, состоящая из огромных глыб, и, наконец, большая амплитуда вертикальных смещений на небольшом локальном участке земной коры наводят на мысль о быстром смещении блоков или о сейсмогенном происхождении этих структур" /Базаров, Цырендоржиев, 1963, с. 23/. Морфология рельефа, необычное сочетание его элементов, приуроченность "структур" к сейсмически активному району и, наконец, геофизические данные — все это убеждало участников экскурсии, и никто не вспомнил гипотезы о дефляционной природе этих бессточных котловин /Олюнин, 1959, 1968/. В детальных исследованиях района в 70-х гг. принимали участие и сотрудники лаборатории геоморфологии и четвертичной геологии ГИ БФ СО АН СССР /Кренделев, 1975/. Результаты этих исследований заставляют отрицать неотектоническое происхождение котловин, которые стали популярной геологической достопримечательностью окрестностей г. Улан-Удэ.

Рельеф дневной поверхности

Бессточные котловины сформированы в предгорном шлейфе Ганзуринского кряжа (рис. 1). Относительные высоты кряжа над тыловыми швами шлейфов, днищами падей в пределах северного склона меняются от 50 до 175 м, возрастая в юго-западном направлении. Водораздельные линии кряжа проходят приблизительно посередине поля с неглубоким залеганием коренных пород (мощность рыхлых — от 0-5 до 10 м). При близких значениях длин горизонтального заложения коренных склонов кряжа (1-1,5 км) он резко асимметричен: превышения его над дном долины Селенги равны 150-350 м, южный склон кряжа на многих участках имеет характер поверхности обвального и осьпного сноса, северный — моделируется склоновым смывом. Ширина шлейфа северного склона достигает 5 км. Практически вся его поверхность переработана линейным и плоскостным смывом, эоловыми и мерзлотными процессами. Относительные высоты поверхности шлейфа над поймами рек Селенги и Иволги колеблются от 20-30 до 140-160 м. Бессточные котловины рассекают шлейф на несколько частей, и только близ дна Иволгинской впадины шлейф кажется единым. Здесь над его поверхнос-



тью возвышаются асимметричные островные сопки, сложенные сиенитами, граносиенитами, мелкозернистыми гранитами и "гранитизированными" песчаниками, конгломератами. С подошвами южных крутых, местами обрывистых, склонов островных сопки (горы Острая, Тобхар, Тобхар-Обо) сопряжены днища бессточных котловин. Общим в строении котловин является следующее: их северо-восточные склоны всегда круче юго-западных и довольно резко обрезают вершинные поверхности межкотловинных перемычек (фрагменты "первичных" поверхностей предгорного шлейфа); котловины одинаково ориентированы - их длинные оси вытянуты в северо-западном направлении, а низшие точки поверхностей днищ расположены ближе к склонам останцовых сопки; тальвеги дна смещены к северо-восточным склонам. Подостринская котловина (у горы Острой) имеет площадь водосбора 4,5 км², глубину 45 м, превышение самой низкой точки дна котловины над поймой Иволги по линии кратчайшего расстояния +32 м, примерную площадь склонов и дна котловины (горизонтальная проекция), оконтуренную верхней горизонталью, замыкающей котловину, 1,1 км². Тобхарская котловина (под горой Тобхар): площадь водосбора 41,7 км², глубина 54 м, превышение

Рис. 1. Геоморфологическая схема северного склона Ганзуринского кряжа (район бессточных котловин).

1 - современные днища логов, оврагов, мелких ванн высохших озер, низкие поймы; 2 - поверхности конусов выносов, шлейфов, днищ логов, отделенные врезом от современных; высокие поймы (голоцен); 3 - поверхности делювиально-пролювиальных шлейфов, конусов выносов, участками четко отделенные врезом от поверхностей 2; I терраса (голоцен-поздний плейстоцен); 4 - поверхности делювиально-пролювиальной аккумуляции, оползневых накоплений; II терраса (поздний плейстоцен); 5 - поверхности верхнего яруса делювиально-пролювиальной аккумуляции, оползневых накоплений, денудационно-эрозионного выравнивания (поздний плейстоцен?); 6 - переработанная линейным смывом, дефляцией среднеплейстоценовая поверхность делювиально-пролювиальной аккумуляции; 7 - то же, но в сторону берг-штрихов значительно измененная; 8 - плейстоценовые делювиальные шлейфы длительного формирования; 9 - голоцен-плейстоценовые делювиальные шлейфы длительного формирования; 10 - скульптурные террасы, педименты среднеплейстоценовые; 11 - то же, но расчлененные; 12 - откопанные аструктурные выровненные поверхности, переработанные в плиоцене и плейстоцене; 13 - плиоцен-плейстоценовые структурные выровненные поверхности; 14 - склоны: а - останцевых гор, гряд, сложенных докайнозойскими породами и моделированных преимущественно склоновым смывом, дефляцией, б - островных гор гравитационного сноса; 15 - эрозионные, денудационно-эрозионные уступы, выработанные в скальных породах; 16 - эрозионные и дефляционные уступы в рыхлых породах; 17 - современные овраги и их конусы выносов; 18 - шильковидные дюны, золотые гряды; 19 - сплывины (грунтовые глетчеры), оползни; 20 - термокарст (обвалованные западины, воронки с центростремительной системой эрозионных борозд); 21 - полигональные грунты; 22 - уклон поверхностей; 23 - асимметричные литоморфные гряды; 24 - отпрепарированные тектонические разрывы, выраженные в виде уступов, седловин, вогнутых перегибов склонов; 25 - скважины; 26 - выходы красной земли; 27 - места археологических сборов.

Цифры на рисунке - горы Острая (1), Тобхар (2), Тобхар-Обо (3), Тологой (4).

дна над поймой Иволги +7 м, площадь склонов и дна 4 км². Тобхар-Обонская (у горы Тобхар-Обо) характеризуется следующими значениями тех же параметров: 8,1 км², 49 м, + 41 м, 1,1 км².

В настоящее время из-за мощной эрозии значение поверхностного стока в пределах предгорного шлейфа (как на фрагментах "первичной" поверхности, так и в расчленивших ее бессточных котловинах) мало. Возможно, на поверхностный сток сейчас значительно влияют пашни, занявшие большие площади поверхности и обусловившие большую роль инфильтрации. Кроме того, это район с дефицитом атмосферных осадков, количество которых много меньше потенциала испаряемости. Сейчас временные потоки формируются в период редких сильных ливней и таяния снегового покрова, не дающего большого количества воды, которая стекает по мерзлому грунту (глубина промерзания достигает 3 м), не впитываясь. На коренных склонах и близ них на шлейфах склоновый смыв проявляется и сейчас. Поверхностный сток со склонов и концентрация воды в потоки время от времени приводят к обновлению оврагов и образованию промоин по тальвегам небольших и неглубоких логов. В отдельные эпохи на шлейфе формировались и постоянные водотоки, питавшиеся грунтовыми водами. Слабые выходы грунтовых вод на поверхность сейчас есть в Тобхар-Обонской котловине.

Более высокий, чем современный, уровень грунтовых вод устанавливался неоднократно, что приводило к образованию неглубоких озер в котловинах, выходов грунтовых вод на поверхность шлейфа в нижней его части и обусловленных ими оврагов, ложбин на поверхности шлейфа. При дешифрировании аэрофотоснимков закопанные в настоящее время лога установленные северо-восточнее горы Тобхар-Обо. В позднем плейстоцене значительных эрозионных врезов не образовывалось, моделировка днш котловин обусловлена главным образом боковыми смещениями русел. Схема развития рельефа днш котловин имеет такой вид: сносимый со склонов и выносимый из распадков материал формировал шлейфы с уклонами поверхности до 5-7, даже до 10°. При увеличении количества атмосферных осадков на продолжении линий тальвегов падей на шлейфах происходило образование эрозионных врезов и перераспределение обломочного материала далее от тылового шва между аккумулятивной поверхностью и склонами. Миграция русел потоков в эпохи увлажнения приводила к образованию разновысотных эрозионных уступов, которые являются следствием стремления потоков выработать более пологий профиль, а так как действие потоков локализовано, то остающиеся участки поверхностей аккумуляции сохраняют профиль эпохи их формирования. Процесс перераспределения за одну эпоху увлажнения не завершается, поэтому датировки поверхностей (см. рис. 1) довольно условны. По археологическим данным, на террасовидных уступах дна и склонов котловин Тобхар-Обонской и Тобхарской были стоянки людей конца бронзового - начала железного века (керамика, каменные орудия); возле водных источников Тобхар-Обонской котловины поселялись и средневековые тюрки-кочевники (керамика, железные шлаки). Следы небольших озер (плоские мелкие ванны со следами разных уровней стояния воды) обнаружены южнее горы Тарбагата по тальвегу распадка, который перерожден в низовье песчаной, супесчаной эоловой грядой. Следы такого же типа пяти озерных ванн установлены на днше Тобхарской котловины. Неотличимые по морфологии, но не обусловленные откровенным подпруживанием эоловыми грядами, озерные ванны приурочены к участкам, примыкающим к низшим точкам Тобхарской и Подостринской котловин. Частичное наполнение их водой происходит и в настоящее время. Возможно, в отдельные эпохи глубины озер под останцами достигали первых

десятков метров и расширение днш котловин происходило за счет абразии их склонов.

Эоловые формы рельефа расшифровываются недостаточно уверенно. Особенно трудно опознать их на местности. Дешифрирование же аэрофотоснимков дает наиболее полную информацию. Формы рельефа сложены слабо сортированными пылеватými песками с примесью дресвы, гравийных зерен. Наиболее четко выделяются плоские параболические дюны, посаженные на поверхность шлейфа на продолжении дефляционных коридоров, расчлняющих эрозионные уступы и ограниченную ими поверхность шлейфа. Особенно ярко выражены эти формы западнее Подостринской котловины (южнее западной окраины пос. Иволгинск). Дюны распаханы. Такие же дюны встречены на дне и склонах Тобхарской котловины южнее горы Тобхар, ближе к коренному склону Ганзуриного края. Кроме дюн развиты эоловые гряды. Наиболее легко распознаваемые из них находятся в южной части Тобхар-Обонской котловины. Одна из них перегораживает падь, обособляя под коренной грядой перемычки Тобхарской и Тобхар-Обонской котловин небольшую котловинку. Другая наращивается на подветренном склоне останцовой вытянутой в юго-восточном направлении горы. В первом случае эоловый материал откладывался на поверхности с реликтовым полигональным микрорельефом. Подобное наблюдается и близ горы Тарбагата, где эоловая гряда перегораживает падь, при этом опять образуется замкнутая котловинка. На юго-западном склоне Тобхарской котловины под юго-восточным склоном горы Улан-Шулун происходит наращивание эоловой перемычки - гряды, заградившей падь. Мощности грядовых скоплений эоловых супесей, пылеватых песков меняются очень резко, что предопределено характером погребенного ими рельефа. В последнем названном пункте мощность эоловых отложений по простиранию гряды меняется от 0-5 до 80 м.

Эоловые гряды, более крупные, чем перечисленные выше, и еще труднее опознаваемые, как и слегка вытянутые в юго-восточном направлении массивы эоловых отложений, встречены в верхней части пади Тобхар (западнее урочища Кондуй), на простирании эоловой перемычки, начинающейся от юго-восточного склона горы Улан-Шулун. Здесь гряда отделяет южную оконечность Тобхарской котловины от северо-западной, сама же она прорезана сужающимся на этом участке логом. В других пунктах эти формы выражены гораздо менее четко.

Косвенные признаки позволяют выделить несколько этапов активизации эоловых процессов. Ранний, давший большие скопления материала в грядах и слабовытянутых массивах, проявился после образования днш "бессточных" котловин. Возможно, в это время произошло замыкание падей с образованием котловин. Вероятность такого события велика, так как мощность эоловых накоплений на отдельных участках достигает нескольких десятков метров. После этого наступает этап увлажнения климата, что привело к похолоданию, а позднее и к накоплению многолетней мерзлоты. На поверхности эоловых накоплений раннего этапа широко развиты крупночешуйчатые мерзлотные полигоны. В следующий этап образовались также довольно крупные формы эоловой аккумуляции, на некоторых участках они наращивали более ранние формы. Наиболее молодые эоловые аккумулятивные образования мелкие и совместно с формами среднего этапа наложены на участки развития полигональных грунтов. Судя же по характеру отложений, развитых на дншах дефляционных коридоров (серые, коричнево-серые супеси, пылеватые пески с 5-7 горизонти погребенных почв, содержащие субфосильные костные остатки современных животных), последний этап может быть условно датирован се-

редной голоцена. Средний и ранний этапы — поздним плейстоценом. Кроме аккумулятивных эоловых достаточно широко развиты дефляционные формы. Как уже упоминалось раньше, дефляционные коридоры и уступы осложняют склоны бессточных котловин, лучше всего они выражены вдоль юго-восточных склонов, на значительном удалении от коренных останцов, в которые упираются котловины. Дефляционными являются и мелкие замкнутые западины и котловинки на коренных выходах сиенитов, гранитизированных песчаников. Об интенсивной работе ветра свидетельствуют также полированные поверхности коренных обнажений и глыб на поверхностях останцов, несущих ориентированные по азимуту $105-140^\circ$ борозды.

С эпохами накопления и деградации многолетней мерзлоты в рыхлой кайнозойской толще связаны процессы более яркие, сильнее, чем трещинно-жильные полигоны, меняющие облик рельефа предгорного шлейфа оползневые, сплывные и просадочные.

Оползневые тела обычно осложняют юго-западные склоны бессточных котловин и падей, расчленяющих шлейф юго-западнее пос Иволгинск, но похожие формы встречены и на северо-восточных. Наиболее четко они выражены в Подостринской и Тобхар-Обонской котловинах, где имеют хорошую сохранность с легко опознаваемыми элементами оползней. На юго-западном склоне Подостринской котловины они образуют серии оползневых террас с высотой уступов до 10 м. Верхний надоползневой уступ выражен достаточно четко, но высота его невелика (до 2-5 м), им обрезаются слабонаклонная поверхность предгорного шлейфа. Высота склона над ближайшим базисом составляет 20-25 м, горизонтальное заложение склона около 100 м, т.е. средний уклон его мал (15°), чтобы вызвать оползание без изменения состояния грунтов. Грунты представлены сильновлагодомккими пылеватými песками, супесями. Основное различие оползней Тобхар-Обонской котловины в характере их распределения: если в Подостринской котловине оползни проявляются сериями оползневых террас на склоне, то в Тобхар-Обонской — оползневые террасы единичны. Высота надоползневых уступов здесь больше — до 10-15 м, но средняя крутизна склонов меньше — 10° . Оползневые тела также сложены пылеватými песками и супесями. Условия, необходимые для развития оползней при таких характеристиках склонов, должны обеспечивать достаточное увлажнение грунтов, которое в зоне аэрации невозможно. Наиболее вероятно, что оползни формировались в условиях деградации многолетней мерзлоты.

Сплывины широко проявлены на склонах Ганзуринского края и отдельных останцовых гор, сложенных коренными породами. Состав грунта, слагающего сплывины, довольно однообразен: темно-серые, коричнево-серые (северо-западный склон Шаманских гор), гумусированные супеси, пылеватые пески, последние могут содержать в виде примеси дресву (юго-западный склон Тобхарской котловины). Грунт однороден и настолько отличен от элювиальных и делювиальных образований на склонах по механическому составу, что его образование можно связывать только с выпадением пыли из ветрового потока на заросший травой склон. Последнее подтверждается образованием современных накоплений подобного рода на наветренных склонах гряд, выдвинутых в пределы предгорного шлейфа, и останцовых гор. В зависимости от крутизны склонов предельные мощности эоловых отложений на склонах будут меняться, но всегда будут зависеть от прочности дернины, веса породы. Увлажнение грунтов на склонах приведет к увеличению их веса, который может обусловить их срыв и образование сплывины. На северо-западном склоне Шаманских гор ложбины, по которым смекался грунт со склонов, прямолинейные, неглубокие, плоскостонные с крутым продольным

профилем ($10-20^\circ$, реже около 30° и более); иногда недавние небольшие сплывины образуют ступеньки. Обычно ложбины расположены на массивных склонах и отделены одна от другой узкими грядами (коренные выходы или глыбовые развалы) высотой до 1 м. На поверхности дна ложбины встречаются глыбы с поперечником до 2-3 м. Ширина ложбин меняется от 10 до 50 м и более. Наиболее крупные сплывины отмечены в случаях, когда верхняя часть склона похожа на цирк, прорезанный широкими, но неглубокими ложбинами, соединяющимися в средней части склона в одну широкую плоскостонную ложбину. Отдельные тела сплывин по долинам удалены от склона, на котором они возникли, на расстояние до 1000 м. Тела сплывин заканчиваются конечными (фронтальными) валами, внешний склон которых имеет крутизну до $35-40^\circ$ и высоту до 15 м. Внутренний склон валов (над поверхностью сплывины) полог — до 5° , а высота вала около 0,5-1 м. Выше по течению тела сплывин ступенчатые, длина площадок, ограниченных асимметричными валами высотой от 0,5 до 7 м, меняется от 20 до 70 м, они наклонены вниз по течению под углом от 5 до 8-12, реже — до 20° . На наиболее пологих площадках, часто под внешними склонами валов сплывин, наблюдались термокарстовые воронки (поперечник дна воронки 30-35 м, при овальной форме 45x80, 16x40 м, глубина дна от гребня валов, окружающих воронки, 2,5-4 м, внутренний склон валов имеет крутизну $10-20^\circ$, редко до 30° , превышения валов над площадками, примыкающими к термокарстовым понижениям, меняются от 0,5 до 2 м при крутизне внешнего склона $2-5^\circ$, редко до 10°).

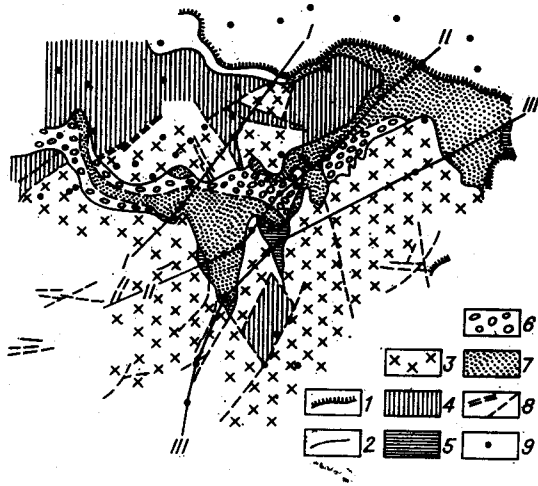
Погребенный кайнозойскими отложениями скульптурный рельеф

При оценке погребенного скульптурного рельефа были использованы абсолютные высотные отметки поверхности докайнозойских пород по данным бурения, выходов на дневную поверхность хемогенных кор выветривания, выходов делювиальных и пролювиальных красноцветных "мусорных" глин, суглинков, а также материалы И.С. Небабы о распределении кажущихся сопротивлений. Эти данные позволяют сказать, что в чертах современного сохранен план расположения форм погребенного рельефа.

Под кайнозойскими отложениями предгорного шлейфа Ганзуринского края и днищ бессточных котловин погребен денудационно-эрозивный низкогорный рельеф северных отрогов края. Эрозивные долины разного порядка прорезают северный склон края и своими устьями выходят в продольную долину пра-Иволги (рис. 2). Останцовые горы Тобхар и Тобхар-Обо являются самыми высокими частями вытянутой с запада на восток гряды (длина около 7 км), которая отделяет долину пра-Иволги от современного дна долины Иволги, занимающего большую площадь в пределах морфологически четко выраженного дна Иволгинской впадины. Коренное ложе под аллювием р. Иволги лежит на 50-70 м выше ложа аллювия пра-Иволги (рис. 3,4). Высота отделяющей гряды над погребенным тальвегом долины пра-Иволги меняется от 70 до 250-260 м. Все резко выраженные погребенные и выходящие на поверхность водораздельные массивы сложены интрузивными породами, иногда перекрытыми мезозойскими осадочными породами. Мягкие плоские водоразделы, а также погребенные широкие долинные педименты обычно образованы на мезозойских осадочных породах, хотя сходные морфологические черты имеют и определенные участки водоразделов и долинных расширений, где в настоящее время мезозойские осадочные образования

Рис. 2, Геологическая карта-схема района бессточных котловин в срезе на уровне 510 м. Составлена с использованием данных В. А. Литвиненко, В. М. Егорчикова и др.

1-след среза на дневной поверхности; 2-границы распространения типов пород, толщ; 3-палеозойские интрузивные породы (граносиениты, сиениты, граниты, гранодиориты); 4-мезозойские осадочные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты); 5-позднеплиоценовые красноцветные отложения (глины, суглинки и прочее); 6-позднеплиоценовые - раннеплейстоценовые светлые сероцветные отложения (гравийные пески, галечники, илы); 7-плейстоценовые палево-сероцветные отложения (пылеватые пески, супеси, гравийные пески); 8-тектонические разрывы; 9-скважины. 1-1, II-II, III-III - линии профилей, показанных на рис. 3.



не установлены. Подобное наблюдалось и на дневной поверхности, где соседние участки являются структурными педиментами на мезозойских осадочных и аструктурными - на интрузивных породах. Присутствие на интрузивных породах очень небольших по площади фрагментов "покровов" мезозойских осадочных пород показывает, что структурные педименты являются откопанными субгоризонтальными и среднекрутыми поверхностями мезозойского эрозийного и денудационного выравнивания. Поверхности денудационного выравнивания большей частью изменены в неогене и плейстоцене с развитием на них коры химического выветривания как по осадочным мезозойским, так и по интрузивным породам, сохранившейся в виде небольших выходов. Молодых разрывных нарушений, получивших отражение в рельефе северного склона Ганзуринского края и его шлейфа, установить не удалось. Судя по небольшому увеличению крутизны продольного профиля погребенного тальвега долины пра-Иволги на участке между останцовыми горами Острая и Тобхар, можно допустить, что в неогене - начале плейстоцена происходило смещение вдоль разлома, протягивающегося параллельно северным склонам останцовых гор, но амплитуда его не могла быть большой.

Кайнозойские отложения

Комплекс кайнозойских отложений, слагающих шлейф и выполняющих днища падей и бессточных котловин, а также погребенных под ними красноцветных и сероцветных осадков, сформирован за плиоцен и весь четвертичный период. По литогенетическим признакам он может быть разделен на три толщи, четко отличающиеся друг от друга: 1) хомогенные коры выветривания и продукты ближайшего их переотложения, среди которых наиболее распространены красноцветные делювиально-пролювиальные осадки; 2) светлые сероцветные аллювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения и

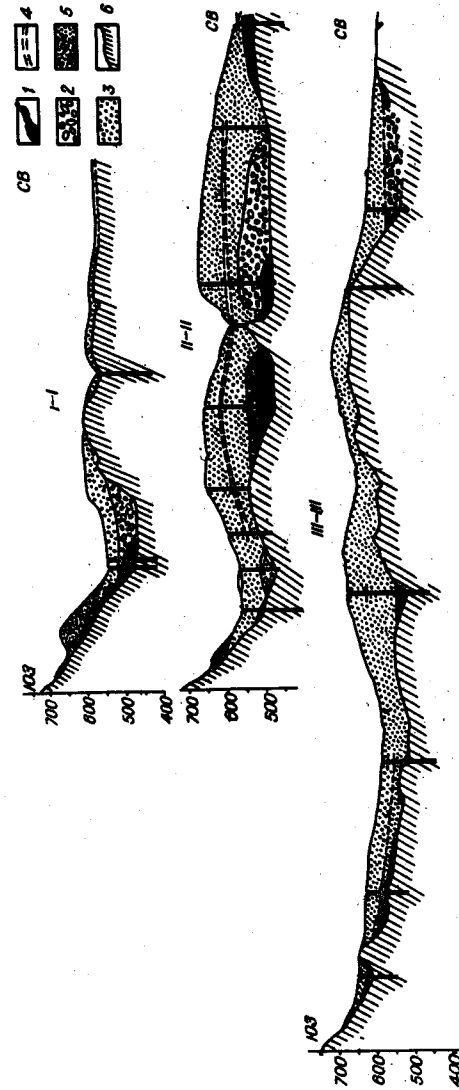


Рис. 3. Разрезы шлейфа по профилям 1-1, II-II, III-III, показанным на рис. 2. 1 - красноцветные делювиально-пролювиальные отложения; 2 - светлые сероцветные аллювиальные отложения; 3 - палево-сероцветные делювиально-пролювиальные отложения; 4 - погребенные горизонты красного-бурой почвы; 5 - золотые отложения; 6 - докайнозойские породы.

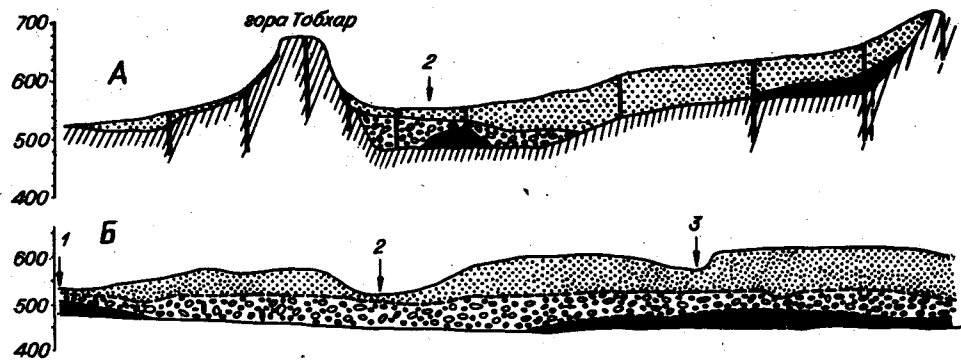


Рис. 4. Разрезы шлейфа в районе бессточных котловин (А-вкrest, Б-вдоль долины пра-Иволги).

1-дно Иволгинской впадины; 2-Тобхарская котловина; 3-Тобхар-Обонская котловина. Ост. усл. обозн. см. на рис. 3.

3) палево-серые делювиально-пролювиальные, пролювиальные, делювиальные, оловые и другие отложения. Стратиграфическое положение и строение этих толщ хорошо устанавливается по данным колонкового бурения, но отсутствует палеонтологическое обоснование их датировки. Корреляция разрезов скважин с опорным разрезом урочища Тологой позволяет, однако, считать предлагаемые ниже датировки достоверными.

Неоген. Миоцен (?) - нижний плиоцен (?). Кроме зоны дезинтеграции пород со структурным дресвяным элювием крупнозернистых, разнозернистых биотит-рогообманковых сиенитов, граносиенитов, сиенитов-диоритов (мощности 1-2, до 7 м, а в некоторых случаях даже десятка метров) известен хемогенный элювий, представленный разложившимися до глин и сильно оглиненными крупнозернистыми калишатовыми сиенитами. Глины окрашены в бледные зеленовато-серые, розовые, пепельно-серые, грязно-белые цвета, пятнистость окраски отражает структуру первичной породы. Наибольшим площадным развитием характеризуется маломощный структурный элювий, но он может быть датирован в широком диапазоне: от миоцена (как горизонт дезинтеграции в разрезе хемогенной коры) до плейстоцена (структурный дресвяный элювий-аридных областей). В разрезе двух скважин установлены коричнево-серые, черно-бурые, красновато-темно-серые, почти черные грубые дресвяные глины, суглинки, слоистые черные, буро-черные, темные буро-серые, серые грубые глины и суглинки с примесью дресвы, с линзами дресвы в розовато-серой светлой глине с линзами грубых супесей с дресвой. Эти темноокрашенные серые разных оттенков "мусорные" глины, суглинки и супеси выше по разрезу перекрываются красноцветными отложениями. Граница между ними может быть резкой, но иногда она определяется по появлению красноцветных прослоев в темно-серой толще, кварцу сменяющимся красноцветными отложениями (розовато-желтые, светлые красно-коричневые, реже кирпично-красные алевроиты, глины с линзами дресвяных песков). Красноцветы практически повсеместно обызвесткованы. В темно-серых глинистых осадках карбонатов нет. Если принять во внимание более широкое развитие красноцветных осадков в сравнении с темно-серыми и залегание красноцветных в большинстве случаев на более низком гипсометричес-

ком уровне, а также учесть, что черные разности могли накапливаться в достаточно увлажненных низинах, то можно говорить о разновозрастности красноцветных и темно-серых отложений. Темно-серые предшествовали образованию красноцветной коры выветривания и накоплению красноцветной делювиально-пролювиальной толщи.

Неоген. Верхний плиоцен. Маломощный красноцветный элювий достоверно установлен в карьерах на западном склоне горы Тобхар и между горами Тобхар и Тобхар-Обо, а также в разрезах скважин на педиментах под северными склонами останцовых гор Тобхар и Тобхар-Обо. Менее достоверно отнесены к элювию красноцветные глины в седловинах Ганзуриинского кряжа. Мощности этих образований невелика: от 0,5 до 3-4 м.

Неоген. Верхний плиоцен. Тологойская свита. Красноцветные отложения, представленные красновато-бурыми, кирпично-красными супесями, суглинками с дресвой, дресвяными песками с глинистым заполнителем, кирпично-красными тяжелыми "мусорными" глинами с линзами глинистых глыбово-щебнистых, дресвяных отложений, светлыми красно-коричневыми, белесыми тонко слоистыми суглинками и супесями. Отложения обызвесткованы. Они образуют крупные плоские линзовидные тела (максимальная мощность 25 м) у подножий северного склона Ганзуриинского кряжа и его отрогов, погребенные под толщей палево-серых плейстоценовых осадков. Накопление красноцветов происходило за счет переотложения красноцветной, а также сероцветной коры выветривания и продуктов ближайшего переотложения более ранней сероцветной коры. Низкая сортированность осадков и их характер залегания позволяют говорить о делювиально-пролювиальной природе этих отложений. Вскрытые многими буровыми скважинами, они довольно широко распространены и, хотя не образуют сплошного покрова, прослеживаются до левого берега Селенги у южного склона горы Тологой и левобережной поймы Селенги севернее горы Тологой. Возраст красноцветов горы Тологой определен по многочисленным остаткам позвоночных как поздний плиоцен или ранний эоплейстоцен /Антропогенные отложения..., 1964; и др./.

Верхний плиоцен-нижний плейстоцен (?). Представлен преимущественно "промытыми" разнозернистыми песками с галькой, разными галечниками (преобладает мелкая, средняя - 10-15%, крупная - единична), гравием с мелкой галькой, в верхах разреза встречаются линзы зеленовато-серых илов. Окраска отложений светло-серая, участками охристая, гальки иногда в черной рубашке. Во всех случаях (установлены в девяти скважинах), когда в разрезе присутствуют красноцветы, галечники лежат выше красноцветов. Только в одной скважине встречено два горизонта галечников, разделенных красноцветными глинами. Песчано-галечная толща развита в пределах погребенной под шлейфом долины пра-Иволги. Мощность песчано-галечной толщи на отдельных участках достигает 60 м. Подошва толщи постепенно понижается в сторону долины Селенги. Относительные превышения кровли над подошвой меняются не столь правильно - кровля размывта, а ложбины заполнены палево-серыми пылеватыми песками с линзами гравийных песков, супесями с небольшой примесью гравия. Отложения палево-серой толщи всюду перекрывают аллювий пра-Иволги. В разрезе горы Тологой по находкам остатков сааменской лошади низы палево-серой толщи датируются ранним плейстоценом (верхним эоплейстоценом /Базаров, 1968/). Таким образом, возраст аллювия пра-Иволги определяется тем, что он налегает (или прислонен) на позднелиоценовые красноцветы и перекрыт нижнелиоценовыми палево-серыми супесями, пылеватыми песками.

Нижний и средний плейстоцен, неразделенные. В разрезе у горы Тологой выделяют две разновозрастные палево-серые толщи: верхнюю и среднюю.

Суммарная мощность их около 20 м. Указываемые отличительные признаки между этими толщами нечетки и не могут быть устойчивыми.

1. Верхняя палево-серая толща, состоящая в основном из грубой супеси с двумя ясными следами криогенных нарушений. Мощность толщи 7-8 м (слои 1-15).

2. Средняя палево-серая толща (слои 16-22), представленная супесью, более тонкой по сравнению с верхней толщей. Видимая мощность 10-11 м. В слое 16 Л.Н. Ивановым найдена фауна млекопитающих с *Equus ex gr. sanmeniensis* Teilh. et Riv. /Базаров, 1968, с. 23/. Сходство в строении разрезов урочища Тологой и по скважинам недалеко от горы Тологой не столь определено, чтобы по гранулометрическому составу намечать в разрезах этих скважин границы между средней и верхней палево-серыми толщами. По разрезам других скважин этого сделать практически нельзя. Более заслуживает внимания характерный погребенный почвенный горизонт, окрашенный в красновато-бурый цвет, который отмечен в верхней части (2 м ниже кровли) средней толщи. Подобные почвенные горизонты установлены по ряду скважин и в обнажениях западнее описываемой площади. Если за верхнюю границу средней толщи принять верхний красно-бурый почвенный горизонт, то палево-серые отложения шлейфа можно разделить на те же две толщи. Положение красно-бурой почвы относительно уреза Селенги в разных местах шлейфа позволяет говорить о сходстве в общих чертах морфологии дневной поверхности с поверхностью времени формирования этой почвы (см. рис. 3). Относительные превышения между установленными низшими точками (их расположение совпадает со склонами и дном современных котловин) и высшими точками погребенной поверхности равно 35-50 м, т.е. размах первичной неровности предгорного шлейфа достигал примерно тех же величин, что свойственно и современной поверхности. Количество скважин, по разрезам которых были установлены красно-бурые погребенные почвы, недостаточно для полной реконструкции погребенной поверхности и повсеместного разделения отложений шлейфа на две толщи. Мощность нижней ("средней") палево-серой толщи колеблется от 10 м (в районе горы Тологой) - 30 м (дно Тобхарской котловины) до 65 м (на перемычке между Тобхарской и Тобхар-Обонской котловинами). Мощность верхней ("верхней") толщи на межкотловинных перемычках и северо-восточном склоне Тобхарской котловины в среднем составляет 50-70 м, на дне котловины менее 40-30 м. В большинстве случаев облик осадков, лежащих выше светло-серой аллювиальной и красноцветной толщ, сходен: палево-серая, буровато-серая окраска, низкая сортированность материала, преобладание супесчаного, пылеватого песчаного материала над грубозернистым, крупнообломочным. Это характерно для всех разрезов скважин на перемычках между котловинами и нижних частей разрезов скважин на днищах бессточных котловин. Близ погребенных коренных гряд и в верхних частях разрезов дна Тобхарской котловины количество грубого обломочного материала заметно возрастает.

Верхний плейстоцен. Доля верхнеплейстоценовых отложений в разрезах близ коренных склонов кряжа и на днищах котловин неясна, не всегда удается наметить и границы их распространения. Это объясняется тем, что по своему облику верхнеплейстоценовые отложения неотличимы от более ранних, слагающих предгорный шлейф, кроме того, нет достаточных сборов костных остатков. Единственным основанием для их выделения и датировки является взаимоотношение некоторых элементов рельефа. В частности, в Тобхарской котловине относительно хорошо видны связь разновременных конусов

с разновысотными ступенями и соответстве количества северо-восточного склона котловины. Верхнеплейстоценовые отложения слагают крутые конусы выносов у подножий склонов котловины и выполняют лога на днищах котловин и на поверхности межкотловинных перемычек. Мощность их различна и меняется от 5-10 м (ложковый аллювий и делювий) до 20 м (отложения крутых конусов выносов).

Кроме делювиально-пролювиальных пылеватых песков, супесей с линзами гравия и дресвы, щебней широко развиты золотые пылеватые пески и супеси. Об их составе можно судить только по неглубоким копушам и документации отдельных скважин, так как познакомиться с керном или хотя бы шламом не удалось. Достоверно установленные мощности колеблются от первых до 15 м, но по косвенным признакам золотые накопления могут достигать 80-метровой мощности. В отложениях золотых гряд близ коренных подветренных склонов в виде примеси присутствует крупная и средняя дресва.

Голоцен. Низкие овражные террасы, днища логов в котловинах и на поверхности межкотловинных перемычек сложены серыми, темно-серыми несортированными пылеватыми песками, грубыми супесями с линзами и невыдержанными прослоями гравийных разно- и, грубозернистых песков. Характерно присутствие в разрезах от трех до пяти погребенных почв. В них найдены нефоссильные и субфоссильные костные остатки лошади, косули, грызунов, череп лисы. Костные остатки разной сохранности в этих отложениях обычны и были собраны как в пределах Тобхарской котловины, так и западнее района бессточных котловин.

Кроме сероцветных (с большой примесью органики) голоценовых отложений у подножий склонов, на устьях эрозионных борозд, оврагов и логов формируются современные отложения конусов выносов, окраска которых близка окраске размываемых палево-сероцветных плейстоценовых осадков.

Происхождение котловин

Предполагавшаяся ранее тектоническая природа котловин /Базаров, 1968/ не подтвердилась ни геологическими, ни геоморфологическими данными. Прежде чем приступить к объяснению происхождения котловин, приведу основные факты, которые помогут это сделать.

Различие в мощностях рыхлых отложений в пределах днищ котловин и перемычек между ними в большей части объясняется изначальной неравномерностью накопления рыхлых отложений на разных участках шлейфа. Рельеф, фиксированный погребенной красновато-бурой почвой в средней части разреза палево-сероцветной толщи, в общих чертах похож на рельеф современной дневной поверхности, т.е. в створах современных котловин и прежде были понижения, которые являлись долинами водотоков, стекавших с северного склона Ганзуринского кряжа. Последнее подтверждается при сравнении глубин котловин, превышений их днищ над поймой Иволги (по кратчайшей прямой между низшими точками дна котловин и ближайшей точкой поймы Иволги) и площадей их водосборов. Подостринская котловина: площадь водосбора (S)-4,5 км², глубина (H)-45 м, превышение дна котловины над поймой Иволги (Δh)-+32 м. Тобхарская котловина: S=41,7 км², H=54 м, Δh =+7 м. Тобхар-Обонская котловина: S=8,1 км², H=49 м, Δh =+36 м.

Решение вопроса: "Был ли шлейф первично неровным, или же его ровная поверхность на каком-то этапе была размита водотоками?" не отвечает на вопрос: "Куда материал выносился?" Следуя логике, нужно предпола-

гать вынос материала в пределы дна Иволгинской впадины, но в настоящее время выхода из котловин в Иволгинскую впадину нет. Материал, слагающий предгорный шлейф, не мог образоваться в таком объеме за счет разрушения пород, слагающих Ганзури́нский кряж, так как находки красноцветов на его склонах, водоразделе, по тальвегам падей, малые изменения крутизны при переходе коренных склонов с дневной поверхности под отложения шлейфов, малая ширина педиментов на уровне тыльной закраины шлейфов скорее свидетельствуют о незначительном разрушении кряжа за период накопления шлейфа. Вероятным источником материала, поступавшего в шлейф, могла быть аллювиальная равнина дна Иволгинской впадины. Из отложений наземных дельт, конусов выноса рек и ручьев, стекавших с Хамар-Дабана, выдувались песок и пыль, которые затем выпадали из ветрового потока, встречая в виде препятствия Ганзури́нский кряж. Этот золотый материал смылся со склонов и, перемещиваясь с небольшим количеством местного материала, поступал в шлейф, где закреплялся травянистой растительностью. Такой вариант формирования шлейфа подсказывают результаты гранулометрических анализов: пыль и мелкий песок (фракции менее 0,25 мм) в большинстве проб составляют 80% общего веса, при колебании их содержания в пределах 70–90%. Содержание пыли (фракции менее 0,05 мм) колеблется от 10 до 35–40%. Отложения отличаются низкой сортированностью.

Довольно высокие значения коэффициента фильтрации (среднее значение 2 м/сут) этих отложений заставляют предполагать, что постоянные водные потоки могли существовать при условии близкого залегания грунтовых вод, в ином случае существовали только временные, которые формировались в результате выпадения катастрофических ливней и были достаточно мощны, чтобы не только пересечь шлейф, но и вынести какой-то объем материала в пределы дна Иволгинской впадины. Нужно найти такой вариант природной обстановки, при которой отложения на дне впадины оставались доступными для извлечения из них песка и пыли ветрами и в то же время в пределах северного склона кряжа могли формироваться водные потоки достаточной мощности (временные или постоянные). Нижняя ("средняя") толща накапливалась в условиях степных, лесостепных ландшафтов (с участием липы, дуба, лещины), верхняя ("верхняя") – в условиях безлесных ландшафтов (значительное участие полыни). Представление о существовании перигляциальной обстановки во время накопления верхней толщи (сингенетические (?) криогенные нарушения, присутствие в спорово-пыльцевых спектрах *Betula sec. Nanae*, *Licorodium alpinum*) должно быть конкретизировано так, чтобы климатическая обстановка могла объяснить и находки скорлупы яиц *Struthio sp.* в верхней палево-серой толще западнее района бессточных котловин.

Климатическая обстановка должна характеризоваться жарким сухим летом с периодическим увлажнением и холодной малоснежной зимой в пределах Иволгинской впадины и достаточным количеством атмосферных осадков в верховьях рек, стекающих с Хамар-Дабана. Похолодание, видимо, произошло только после формирования шлейфа, когда на его поверхности получили площадное развитие морозобойные полигональные грунты. Формы рельефа на склонах котловин позволяют говорить о том, что в результате деградации многолетней мерзлоты в условиях неровного шлейфа и пониженного уровня дна Иволгинской впадины за счет выноса рыхлого материала, когда в результате наступления шлейфа р. Иволга стала размывать дно впадины, в пределах шлейфа значительно понижился уровень грунтовых вод и образовалась мощная зона аэрации. Потепление климата сопровождалось возрастанием сухости, поверхностный сток с северного склона Ганзури́нского кряжа практи-

чески прекратился, поэтому приносимый ветром материал не мог быть убран водными потоками, и на склонах и днищах падей начал развиваться эоловый рельеф. Эоловые гряды (условия полужакрепленных песков) перегородили днища падей на многих участках, а на их устьях за счет перевеивания пылеватых песков эрозийных уступов образовались песчаные дюны, закрывшие пади на границе подрезанного шлейфа и поймы р. Иволги. Последнее, вероятно, и привело к возникновению замкнутых ("бессточных") котловин на поверхности предгорного шлейфа северного склона Ганзури́нского кряжа.

II. ВПАДИНЫ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ТИПА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

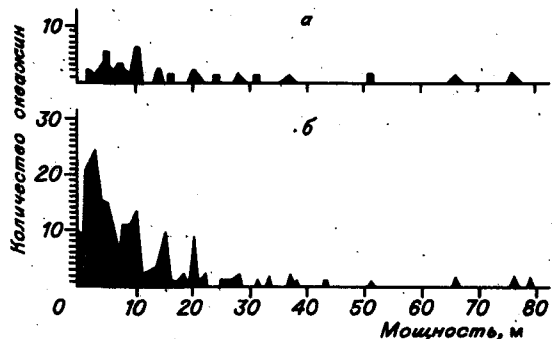
Отсутствие мощных накоплений обломочного материала в Боргойской, Гусиноозерской и некоторых других межгорных впадинах забайкальского типа может объясняться по-разному: во-первых, молодостью морфоструктур, но это неудачное объяснение, так как объем накопившихся в них осадков значительно меньше объема долин, открывающихся во впадины и выработанных в сопряженных с впадинами горных массивах; во-вторых, постоянным выносом обломочного материала, поступающего с горного обрамления во впадины, транзитными реками бассейна Селенги (Темник, Оронгой, Кижинга и др.). Это объяснение приемлемо, но Боргойская впадина бессточна, во всяком случае, так можно говорить, имея в виду поверхностный сток и возможности выноса рыхлого материала из впадины по мере его поступления со смежных горных массивов. Эта особенность Боргойской впадины, по-моему, может быть использована для оценки соотношения роли новейших тектонических движений и денудационных процессов в оформлении рельефа Западного Забайкалья. Кроме того, возможно, удастся выяснить и то, насколько реальны возрастные рубежи циклов тектонической активизации, отмечаемые разными исследователями /Антропогенные отложения..., 1964; Базаров, 1968; Нагорья..., 1974; Корнута и др., 1975; и др./. В этом плане требуется более тщательное изучение кайнозойских отложений Боргойской впадины, чем было сделано до сих пор, да и не только Боргойской, но и Гусиноозерской, Оронгойской, Кижингинской и других, где будто бы нет интересных для стратиграфов разрезов, а изучение имеющихся затруднено из-за плохой обнаженности.

Геоморфология и стратиграфия кайнозоя Боргойской впадины

Собственно дно Боргойской котловины расположено в границах распространения осадочных образований сангинской свиты нижнего мела (рис. 5). Наиболее четко это выражено в северной части межгорной котловины, где выходы более молодых эффузивов основного и среднего состава редки и приурочены к островным горкам. В отдельных случаях на эффузивных породах сформированы эрозийные педименты, например, в пределах наземной дельты р. Инзагатуй. Дно северной части впадины представляет собой слабо-волнистую вогнутую равнину, наиболее низкая часть которой – пойма р. Боргой – расположена ближе к восточному борту (левобережье р. Боргой), чем к северо-западному (правобережье). Такая асимметрия, видимо, обусловле-

Рис. 5. Гистограммы мощностей рыхлых кайнозойских отложений в Боргойской впадине.

а - скважины, пробуренные с пойм рек Инзагатуй, Жаргалантуй, Холой, Боргой, днищ логов (до коренных); б - скважины, пробуренные на шлейфах (до коренных).



на разной энергии водотоков, формирующихся на северо-западном и восточном склонах котловины. Первые имеют большую площадь водосборов, большие длины, большую густоту, чем вторые. Этим же объясняется и характер распределения аккумулятивных и эрозийных пологонаклонных поверхностей, в комплексе составляющих дно северной части котловины. Здесь правобережье Боргой характеризуется преимущественным развитием эрозийных педиментов, шлейфы фрагментарны, да и развиты больше там, где распадки короче, а площади их водосборных бассейнов приблизительно такие же, как у падей восточного борта котловины. Отдельные наземные дельты, отдельные конусы выносов разной возрастной генерации накладываются на эрозийные педименты, врезы в педименты не контрастны и не глубоки, хотя позднее расчленение педиментов охватывает довольно большие площади. Конусы выносов всегда имеются в устьях падей; более ранние сохраняются фрагментарно на педиментах; конусы - в устьях ложбин и в их расширениях. В левобережной части равнины шлейфы развиты сильнее, хотя от устьев наиболее крупных падей практически до р. Боргой характер рельефа подобен правобережной части: оформлены педименты нескольких ярусов разной сохранности, но относительное высотное положение их мало отличается, на них сохраняются фрагменты пролювиальных покровов. Основное различие между правобережными и левобережными педиментами: крутизна поверхностей левобережных больше, чем правобережных. Шлейфы закрывают вогнутый перегиб между дном и восточным бортом котловины, а их нижний край накладывается на скульптурное дно. Сама р. Боргой на этом участке дна котловины врезана неглубоко в ложе, максимальные мощности современного (?) аллювия не превышают 4 м, обычно порядка 1,5-2 м, но аллювий подстилается элювиальными глинами, суглинками зоны дезинтеграции мезозойских алевролитов и аргиллитов, иногда в русле современные отложения отсутствуют совершенно (эрозийное ложе). Предположение С.М. Замаруева и В.Б. Мазура в 1966, что "р. Боргой врезана в днище депрессии не более чем на 10-20 м" подтверждается данными о глубине залегания коренного ложа под дельтой р. Инзагатуй, которая немногим больше 20 м, хотя можно допустить и большие глубины, так как базис эрозии Боргой - оз. Ниж. Белое - расположен достаточно низко (605 м над ур. м.), чтобы при более пологом продольном профиле погребенного тальвега значения величин глубины принять большим. Этот врез можно датировать в пределах середины позднего плиоцена - голоцена.

Рельеф южной части Боргойской котловины (ниже впадения Инзагатуй в Боргой) сложнее северной. Южный борт котловины сопряжен с пологонаклонными педиментами, причем соотношение площадей развития педиментов

и аккумулятивных поверхностей близко соотношению этих же элементов правобережной части дна северной половины котловины, крутизна же педиментов больше, а глубина врезов в них в несколько раз больше, чем это отмечалось ранее. Существенна и еще одна деталь: здесь осадочные породы сангинской свиты не только слагают дно котловины, но и выведены на водораздел, где образуют северо-западную часть горного массива, являющегося водоразделом Боргой и Джиды (восточнее и юго-восточнее оз. Ниж. Белого). Вдоль восточного борта южной части котловины шлейф достаточно широк и мощен (более 30 м). На остальных участках отдельные конусы выносов иногда сливаются, но они не образуют сплошной полосы у подножий горных склонов. Своеобразие рельефу дна котловины придают структурно-денудационные формы в поле развития эффузивов (центральная часть южной половины Боргойской котловины). Препарировка потоков эффузивных пород основного состава дала разные по форме элементы: структурно-эрозийные педименты, даже подобие стратовулкана (что, впрочем, основывается скорее на морфологических ассоциациях, чем на более доказательных данных), мелкие бессточные котловины. Бессточные котловины, к которым приурочены озера Верх. и Ниж. Белые, несут следы более высоких уровней стояния вод в них: это серии плохо сохранившихся абразионных уступов, которые ограничивают террасы с маломощными озерными накоплениями. Мощность последних на дне озерной котловины в контурах современных озер Белых невелика - до 10 м. Многочисленны небольшие периодически пересыхающие озерные ванны (ширина до 15-20 м, глубина 0,5-1,5 м). Озерные ванны обычны в пределах I террасы и пойм, реже приурочены к поверхностям педиментов и шлейфов. Кроме таких небольших ванн в пределах I террасы р. Боргой сохранились следы более крупных ванн с двумя-тремя нижними террасами, которые были спущены при врезании р. Боргой. Часть заболоченных низин близ родников также могли покрываться в определенные периоды водами, хотя сглаженные уступы, оконтуривающие такие понижения, могут быть и нивационными (морозные забои наледей).

В ложбинах, врезанных в педименты, в ряде случаев есть выходы родников. Глубина таких ложбин 5-10 м.

Дать характеристику террасовому комплексу р. Боргой трудно по той причине, что различия высот поверхностей террас над урезом малы и при удалении от русла требуют инструментальных наблюдений. Согласно дешифрированию аэрофотоснимков по фототону, предопределенному типом растительности, развитием групп микроформ и наноформ рельефа (кочкарник, грязевые конусы, следы течения грунтов, разная периодичность увлажнения в паводки и так далее), дно долины разделено на участки, которые иногда сопряжены и дают последовательный ряд рисунков, причем относительный возраст их определяется врезами. Не всегда эти признаки достоверны, но лучшего решения пока нет. Истоки р. Боргой расположены на высоте около 730 м, устье (урез оз. Ниж. Белого) - на высоте 605,1 м. Длина р. Боргой равна приблизительно 34-36 км, средний уклон продольного профиля составляет 0,003-0,004. Ширина поймы непостоянна и колеблется в пределах от нескольких метров до 1 км. Высокая пойма (или I терраса), II терраса также не выдержаны, высоты их колеблются от 1,5-2 м (высокая пойма - I терраса) до 3,5-4,5 м (I и II террасы). Вдоль левого склона примерно на широте оз. Белого хорошо выражены две субгоризонтальные поверхности, вероятно, эрозийных террас р. Боргой, относительные превышения которых над урезом равны 5-7 и 15-20 м.

Чтобы описание строения дна Боргойской впадины воспринималось более определенно, необходимо сделать несколько пояснений. Педименты пере

крыты рыхлыми образованиями мощностью (при сохранности пролювиально-аллювиального покрова на отдельных участках) более 1,5–2 м. Причем чаще всего осадки по своему характеру больше соответствуют деловию с небольшим переносом. Под северо-западным бортом педименты сформированы на нижнемеловых алевролитах, аргиллитах и песчаниках. Повышение мощности рыхлого чехла на педиментах даже в тех случаях, когда они расчленены мелкими логами (глубина их редко бывает более 5–10 м) и рыхлые аллювиально-пролювиальные осадки в основной массе смыты, происходит за счет формирования элювиальных глин, суглинков и супесей в результате дезинтеграции меловых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Это явление обычно не наблюдалась зона дезинтеграции только на отдельных участках современного дна долины Боргой. Датировка элювиальных глинистых образований возможна в очень широком диапазоне. Можно даже ограничить время разрушения пород субстрата голоценом. Оно могло происходить и под маломощным покровом плейстоценовых осадков.

Различия между эрозионными и денудационными педиментами четки только в контрасте полярных случаев, переход же от денудационных к эрозионным педиментам весьма условен. В "чистом" виде денудационные педименты представлены под склонами, моделированными струйчатым и плоскостным смывом. Эти педименты в два-три раза круче эрозионных, образованных Инзагатуйем и другими временными и постоянными водотоками, имеющими относительно крупные водосборные бассейны. Неопределенность появляется, когда педименты сопряжены со склонами, моделированными мелкоовражным размывом, механизм которого уже значительно похож на работу русловых потоков. Эта грань становится еще неопределенной, когда горный склон расчленяется серией небольших падей с "постоянными" тальвегами. Как раз здесь денудационные и эрозионные педименты разделяются по единственному признаку – крутизне поверхности, но и он непостоянен. В то же время этот формальный признак отражает условия дренажа поверхности, интенсивности изменения ее различными процессами. При датировке педиментов учитывалось, что в падах, сопряженных днищами с поверхностями педиментов, имеются находки красноцветных отложений. Н.М. Ивченко (1962) отмечает выходы красных глин, залегающих на конгломератах сангинской свиты, в бортах распада несколько восточнее низовьев пади Барун-Тасархай (2–3 км южнее сопки с высотной отметкой 1016,4 м). Красноцветы вскрыты в 3,1 км восток-северо-восточнее с. Боргой скважиной, в разрезе которой они залегают под 6-метровой толщей плейстоценового пролювия. Находки красноцветов известны на поверхности долинных педиментов в верхнем течении р. Урма (16–17 км от ее устья). Можно назвать еще ряд пунктов, где красноцветные отложения присутствуют в разрезах и залегают неглубоко от поверхности. Следовательно, значительные участки педиментов были сформированы уже в плиоцене. Эти эрозионные и денудационные аструктурные поверхности доращивались, перерабатывались и в течение плейстоцена. О такой переработке свидетельствует расположение отдельных слившихся конусов выносов на поверхности педиментов, формировавшихся водотоками, водоносность которых значительно менялась. Потоки то разгружались от основного материала при выходе на эрозионное днище впадины сразу же, то выдвигались далеко вперед, ближе к тальвегу долины р. Боргой.

Изменение водности потоков вело к изменению продольных профилей днищ долин. Даже при стабильности тальвега р. Боргой, если не было никаких неотектонических деформаций, выработка более пологого продольного профиля реками, ручьями приводила к расчленению педиментов.

Рассматривая распределение мощностей достоверно четвертичных отложений на дне Боргойской впадины, нельзя не обратить внимания на то обстоятельство, что наибольшее врезание в педимент произошло вдоль р. Инзагатуй, имеющей наибольшую площадь водосбора и соответственно больший расход воды, тем более что верховья ее находятся в зоне с большей годовой суммой атмосферных осадков. Этот врез, по данным бурения, более 20 м (возможно, только незначительно больше). Под отложениями наземной дельты р. Инзагатуй погребено несколько по-разному заглубленных в коренное ложе врезом, что должно свидетельствовать о смене нескольких этапов выполнения осадками врезом разного времени. Врез же самой р. Боргой до места слияния ее с р. Инзагатуй относительно поверхности позднейшей ступенчатой скульптурной террасы не превышает 4–5 м. Причем и сейчас участки русла р. Боргой проходят по его коренному ложу.

Стратиграфия кайнозойских образований в пределах Боргойской впадины разработана недостаточно и не имеет палеонтологического обоснования датировок выделяемых элементов разреза. В Боргойской впадине ранее выделялись неогеновые базальты, основные поля которых развиты на дне южной части впадины. На отдельных участках они выходят и в пределы северо-западного и южного бортов впадины. И.В. Белов /1963/ описывает их как третичные образования, которые залегают на размытой поверхности толщи пород гусиноозерской серии, на отдельных участках выполняющей погребенные эрозионные долины. На мелкомасштабных геологических картах эти эффузивы отнесены к цежейской свите (неоген). По данным Н.С. Андрухина и Л.Н. Мальшевой, изучавших разрез этих образований в районе горы Гунтуй в 1962 г., среди чередующихся покровов массивных и миндалекаменных базальтов встречаются линзы и прослойки песчаников, алевролитов, кремнистых сланцев. В сланцах они обнаружили обуглившиеся остатки растений. Установленные в образцах спорово-пыльцевые комплексы позволили считать время образования вулканогенной толщи ранним мелом (конец). Абсолютный возраст базальтов из этой толщи равен 115 млн. лет, что соответствует позднему мелу (определение выполнено в лабораторном комплексе Бурятского геологического управления).

При дешифрировании аэрофотоснимков в пределах поля распространения эффузивов, относимых к цежейской свите (неоген), выявлены линии напластований, которые продолжают от горы Гунтуй и дают рисунок единой структуры. Южнее оз. Верх. Белого и западное оз. Ниж. Белого в поле "неогеновых" эффузивов хорошо дешифрируются складчатые структуры, которые заставляют рассматривать полосы выходов осадочных мезозойских пород как элемент общей с эффузивами толщи. Прослойки осадочных пород в толще эффузивных образований вскрыты целым рядом скважин. Осадочные породы представлены черными углистыми аргиллитами, аргиллитами, конглобрекцией. Структурное единство осадочной и вулканогенной частей разреза можно предположить и на участке пересечения поля базальтов р. Боргой восточнее и юго-восточнее горы Гунтуй. Мелкими скважинами, пробуренными с поверхности пойменных террас, под 1,5–7,5-метровым слоем голоценового и плейстоценового аллювия установлены темно-серые аргиллиты. Дно долины на этом участке широкое с останцами террас, сложенных базальтами. Между базальтовыми террасами и правобережной грядой базальтов в субмеридиональной ложбине под четвертичными аллювиальными отложениями на глубине 4 м вскрыты серые аргиллиты. Поскольку на левобережном педименте р. Боргой установлены линейные структуры с простиранием на северо-северо-восток и они указывают на наклон пластов на северо-запад, запад-

северо-запад, то и здесь нужно предполагать, что покровы эффузивов чередуются с пластами аргиллитов, при этом мощности осадочных пород возрастают книзу. Эффузивы в нижней части разреза отсутствуют полностью. Таким образом, неогеновые базальты в Боргойской впадине отсутствуют. Этот вывод ведет еще к одному: присутствие неогеновых базальтов в соседней Усть-Джидинской впадине также является маловероятным, что требует более тщательного изучения эффузивных образований, которые там широко распространены. Кроме того, должны быть пересмотрены некоторые построения, в которых предполагался неогеновый возраст этих эффузивных пород /Антощенко-Оленев, 1975/.

Рассматривая кайнозойские рыхлые образования, из-за отсутствия палеонтологического материала, собранного в пределах Боргойской впадины, вынужден использовать ряд косвенных признаков и часто обращаться к разрезам смежных с впадиной участков. Последовательность накопления двух толщ, условно датируемых неогеном, из-за территориальной разобщенности их определяется по таким данным. Более молодая толща - представлена красноцветными глинами, валунными галечниками с глинистым заполнителем (Барун-Тасархайское месторождение, мощность до 10-20 м); супесями, суглинками, глинами со щебнем (на поверхности долинных педиментов по р. Урма); красновато-бурыми глинами (район с. Боргой на скульптурной озерно-террасе южнее береговой линии оз. Ниж. Белого); вишнево-бурой полосчатой глиной с прослоями мелкозернистого песка с примесью гальки и щебня (пойма долины р. Темник, кровля красноцветных отложений расположена ниже уреза на 20-25 м). В среднем течении безымянной пади, расчленяющей восточный борт Боргойской впадины (бассейн верхнего течения р. Боргой), вишнево-бурая глина с дресвой залегает на глубине 1-3 м. В пределах дна Боргойской котловины, в падах, расчленяющих борта котловины и плавно сопряженных с его скульптурным дном, перекрытым маломощными плейстоценовыми пролювиальными и делювиально-пролювиальными отложениями, красноцветы залегают в виде линзовидных изометричных или вытянутых в плане тел. Красноцветные отложения, а это очень характерный тип осадков, датируются условно поздним плиоценом, параллелизуются с тологойской свитой. Более древние осадки, отнесенные к неогеновым образованиям, входят в группу пород, на которых была сформирована скульптурная поверхность дна Боргойской котловины. Последнее и послужило основанием при определении их места в стратиграфической схеме. Эти отложения представлены мощной толщей темно-серых, темно-бурых, бурых, коричневых, охристо-серых и серых глин, переслаивающихся с супесями, песками, дресвяниками, редко щебнями, галечниками. Мощность их в отдельных случаях более 70 м. Они развиты в южной части котловины, главным образом вдоль ее восточного борта, где они были вскрыты рядом скважин, пробуренных Селенгинской экспедицией БГУ, и, видимо, являются аналогами пестроцветных, сероцветных существенно глинистых толщ, фиксируемых под красноцветами в Иволгинской, Кижингинской, Чикой-Хилокской и ряде других впадин (см. ниже). В Удильской впадине Н.А. Логачев /Нагорья..., 1974/ озерно-речные отложения, подстилающие красноцветы и представленные полусцементированными галечниками, гравийниками, песками и песчаными глинами, датирует поздним миоценом - ранним плиоценом.

Сероцветные отложения в Боргойской впадине отнесены условно к образованиям миоцена - раннего плиоцена. Эти существенно глинистые толщи в ряде случаев могут оказываться образованиями зоны дезинтеграции мелководных аргиллитов, алевролитов.

Осадки более молодые, чем красноцветы, отнесены условно к плейстоцену и голоцену. Датировать их пришлось, сравнивая формы рельефа, датированные по фаунистическим остаткам и археологическим материалам в коррелятивных им отложениях, на смежных с Боргойской впадиной участках с формами и элементами рельефа, развитыми в пределах самой впадины. Проловиальные, аллювиально-пролювиальные дресвяно-щебневые отложения с суглинками и супесями, суглинки и супеси выделяются на эрозионных педиментах. Ярусность, террасированность педиментов обычно наиболее четко выражена на устьях долин, при сопряжении их дна с поверхностью педиментов. Лучше всего разделение пролювиальных отложений на две толщи выражено вдоль южного борта Боргойской впадины, где разновременный пролювий разделен четким врезом. В большинстве же случаев выделяются сложные конусы выносов одного уровня, и, хотя они состоят из серии разновременных конусов, выделить среди них такие, которые можно было бы сравнивать по геоморфологической позиции с датированными на смежных участках практически нельзя. Проловиальные, делювиально-пролювиальные отложения позднего плейстоцена широко развиты в долинах рек Джиды, Иро, Урма, Темник. Они синхронны отложениям III (шлейф у левого склона долины Иро, где он уступом возвышается над поверхностью II террасы) и II террасы (Темник, Джиды, хотя здесь нет четко выраженных уровней поверхностей шлейфов, как на других участках долин, и они в равной степени могут принадлежать уровню как II, так и III террасы). В Боргойской котловине по крайней мере верхние части разрезов конусов выносов нижнего уровня могут быть отнесены к верхнему плейстоцену. Состав пролювиальных отложений в Боргойской впадине отличается от развитых в речных долинах тем, что среди них представлены все фациальные типы пролювиальных осадков (русовая, веерная, застойных вод), тогда как в речных долинах отложения фации застойных вод не накапливались. По этой причине состав и строение пролювиальной толщи здесь иные. Плохо окатанные галечники, щебни, бурые, светло-коричневые, палево-серые дресвяные пески с супесчаным или суглинистым заполнителем близ бортов сменяются к центру впадины буровато-серыми, палево-серыми супесями с дресвой и щебнем, которые в свою очередь сменяются супесями, суглинками и глинами серой и темно-серой окраски. Максимальные мощности установлены близ бортов котловины (на ряде участков более 20 м), минимальные - 1,5-4,5 м близ гальвега котловины. Под пролювиальными плохо сортированными отложениями погребены валунные галечники (долины рек Инзагатуй, Жаргалантуй, Иро и других рек), которые могут датироваться в широком диапазоне времени - от раннего до позднего плейстоцена. В долине р. Боргой, где аллювиальные отложения существенно глинистого состава с прослоями песков и реже дресвяников и щебней, гравия и плохо окатанной гальки (ниже по течению), I терраса может быть нацело сложена позднечетвертичными дресвой и гравием в светло-коричневом суглинке, серо-коричневыми глинистыми разнозернистыми песками с гравием (мощность от 1,5 до 5 м). Голоценовые отложения р. Боргой развиты, по-видимому, только на пойме и представлены темно-серыми, темно-коричневыми суглинками, супесями с дресвой и гравием. Кроме того, к голоцену можно отнести маломощные (иногда менее 1 м) отложения в долинах рек Инзагатуй, Жаргалантуй, представленные серыми, темно-серыми богатыми растительным детритом супесями и суглинками с примесью дресвы, гравия и более крупных обломков. Подобные отложения обычны и на днищах сухих логов, врезанных в педименты и шлейфы. Приуроченность мезолитического каменного инвентаря к "берегам" сухих логов и озерных ванн

позволяет предположить, что по многим из логов протекали постоянные водотоки, а ванны были заполнены водой. Эти лого пересекают и I террасу р. Боргой, что позволяет довольно уверенно датировать отложения, слагающие ее, поздним плейстоценом, так как мезолит Забайкалья был развит в конце позднего плейстоцена — начале раннего голоцена.

Исследование озерных ванн позволило выделить участки их дна, осушенные в разные эпохи, но данных для датировки озерных осадков практически нет. Мощности озерных отложений достигают 10 м. Отложения оз. Торь на западном берегу представлены серыми разнозернистыми илистыми песками (в интервале сверху — 0–2 м) и желтовато-коричневыми песками гравием (2–10,5 м), на южном берегу — только разнозернистыми песками. Отложения оз. Верх. Белого в разрезе скважины представлены (сверху): 1) серым илом, горько-соленым, мощность 0,65 м; 2) глиной серовато-бурой, 1,15 м; 3) глиной серой с кристаллами мирабилита, 0,85 м; 4) мирабилитом, 0,2 м; 5) глиной темно-серой с кристаллами мирабилита, 0,5 м; 6) глиной серой, 0,5 м; 7) глиной черной, 1,1 м. Мощность донных отложений в пределах 5–10 м.

Итак, Боргойская впадина является бессточной: отсутствует поверхностный сток в смежные системы Джиды и Темника. Впадина вытянута в меридиональном направлении на 40 км при ширине от 5 до 30 км. Сужение делит впадину на две части. Северная — со слабоогнутым плоским дном, южная — пологосхолмистое. Сток направлен к Белым озерам, р. Холод с запада, р. Боргой — с севера. Впадина обрамлена с северо-запада отрогами Малого Хамар-Дабана и горным массивом Добхер, с юга — хр. Когтайским (Сельгер?), а с востока — Боргойским. По данным 200 скважин, вскрывших рыхлые образования на полную мощность, установлено, что мощность примерно в 50% случаев не превышает 5 м (к тому же большая часть дна впадины образуется из субгоризонтальных и пологих скульптурных поверхностей), мощность рыхлого покрова более 10 м установлена только в 25% случаев. Максимальные мощности отмечаются вдоль р. Инзагатуй у с. Инзагатуй — 19,5 м, выше села (за пределами дна впадины) — более 20 м, в 3 км ниже села — 27,6 м; в низовьях Инзагатуя — более 20,5 м, вдоль Жаргалантуя (правый приток Инзагатуя) более 20 м; на пойме Боргой ниже слияния с Инзагатуем — более 27 м. В нескольких случаях отмечены мощности более 75 м (например, в скважине на пойме Боргой напротив устья Инзагатуя), но большая часть разреза в таких случаях представлена серыми, темно-серыми глинами, которые, по-видимому, являются более древними кайнозойскими образованиями и слагают в южной части впадины крупную залежь, выполняющую понижение, не получившее отражения на дневной поверхности. Максимальные мощности рыхлых отложений, установленные скважинами на днищах врезанных в педименты ложбин, достигают 30 м. Мощности шлейфов вдоль северо-восточного склона хр. Сельгер колеблются от первых до 31 м; а в отдельных случаях (конус выносов коренной грядой в 4,5 км южнее оз. Белого) до 51 м. Самая большая мощность деловиально-пролювиальных отложений отмечается в основании западного склона Боргойского хребта и превышает 66 м (конус выносов).

Мощные тела четвертичных отложений развиты локально, а общий объем рыхлых образований в пределах дна Боргойской впадины не соответствует тем объемам обломочного материала, которые были вынесены при расчленении горного обрамления впадины. Видимо, часть материала была вынесена русловыми потоками в то время, когда речная сеть бассейна Боргойской впадины была частью Джидинского бассейна. Выбор этого направления

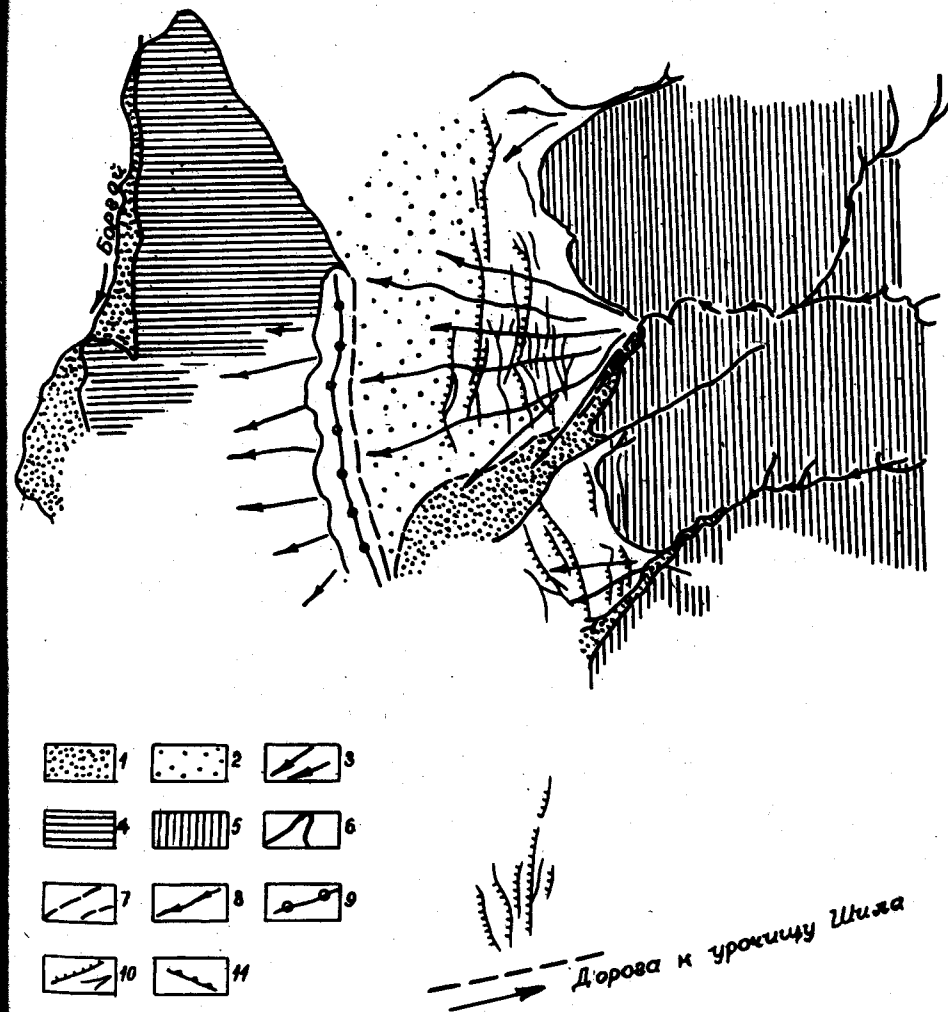


Рис. 6. Сейсмодислокация вдоль подножия западного склона Боргойского хребта.

1 — голоценовые пролювиальные, аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — плейстоценовые пролювиальные отложения; 3 — то же, хорошо видны следы русловых ложбин; 4 — скульптурные субгоризонтальные поверхности; 5 — умеренно крутые, крутые склоны "коренного" борта Боргойской впадины; 6 — четкие границы; 7 — нечеткие границы; 8 — тальвеги V-образных долин; 9 — сглаженный гребень "вала"; 10 — сейсмогенные трещины (сбросовые (уступы) и рвы); 11 — эрозийные уступы, выработанные в коренных породах.

делается, во-первых, характером распределения мощностей аллювиальных отложений. Боргой до слияния с Инзагатуем практически не имеет четкого разреза в коренное ложе днища впадины, тогда как Инзагатуй выработал значительный, ныне погребенный, врез, выполненный разновременными осадками.

Это же характерно и для Боргой ниже места слияния с Инзагагуем. Во-вторых, в южной части Боргойской впадины распространены довольно мощные серые глины, условно датируемые поздним миоценом - ранним плиоценом. Когда был обособлен Боргойский водосборный бассейн? Видимо, это произошло после накопления толщи серых глин, перед формированием красноцветных отложений, которые приурочены к поверхностям педиментов, как внутри впадин, так и по речным долинам горного обрамления. Другими словами горный рельеф участков, смежных со впадиной, не моложе позднего миоцена.

В связи с этим возникает еще один вопрос: насколько правомочно положение о значительной активизации тектонических движений на границе четвертичного периода, которая будто бы характерна и для всего периода. Я не хочу отрицать вообще тектонической активности этой территории, просто есть основания предположить, что четвертичный период по интенсивности проявлений тектонических движений нельзя ставить в ряд каких-то отдельных явлений. И в то же время, в северной части Боргойской впадины установлены сейсмодислокации, проявление которых можно связать с землетрясениями в X-XII баллов. Они развиты на поверхностях плейстоценовых шпал (на участках пересечения последних голоценовыми конусами выносов днищами логов с современными накоплениями сейсмогенные образования (рекрыты) и педиментов. Первая группа сбросовых уступов и сейсмогенных рвов образует полосу вдоль северо-западного борта впадины (примерно 1,5 км северо-восточнее пос. Талын-Булак). Максимальное сгущение и отмечается на участке полосы длиной около 1,5 км, общая же длина полосы равна приблизительно 4,5 км. Простирается она под углом 30° (северо-восточное). Трещины пересекают шлейф, а на юго-западном фланге трещины хорошо выражены и на поверхности эрозийного педимента, а также на коренных скалах ложбин (в осадочных породах мезозоя). Вдоль рвов на поверхности педимента в настоящее время сформированы ложбины шириной до 50 м и замкнутые котловины длиной до 330 м при максимальной ширине до 60-50 м.

Вторая полоса сейсмогенных нарушений (рис. 6) начинается в 0,75 км южнее Талын-Булака и протягивается на юг на 5 км, приурочена к подножью восточного борта Боргойской впадины (южный конец полосы расположен в 100 м севернее дороги, идущей через урочище Шила к Боргойскому тракту, примерно в 4,5 км от поселка Галан-Булак). Ширина следов рвов до 10 м. Эти образования довольно однозначно свидетельствуют о тектонической активности района, но градиенты новейших тектонических движений (вертикальная составляющая) в четвертичном периоде, по-видимому, меньше, чем они были в миоцене. Но насколько правомочен этот вывод вообще? Можно ли его распространять на другие впадины Забайкальского

Геоморфология и кайнозойские отложения Гусиноозерской впадины

Ширина Гусиноозерской впадины меньше ширины поля развития верховских и нижнемеловых осадочных толщ: меняется от 8 до 12 км. Морфометрические характеристики рельефа обрамления впадины, характер сопряжения склонов Хамбинского и Моностойского хребтов с дном впадины и динамика.

Северо-западный склон хребта Моностой (юго-восточный борт Гусиноозерской впадины) сопряжен с дном впадины плавно. Редкие резкие перепады и уступы наиболее четко выражены на южном фланге борта впадины (падь Ташигей - перевал Крестын-Дабан) и на небольших участках вдоль

границы между полями распространения мезозойской осадочной толщи и кристаллических пород. Длина северо-западного склона Моностойского хребта меняется от 3-5 до 7,5 км (включая и увалы, сложенные мезозойскими породами). Размах рельефа на интрузивных и метаморфических породах равен 100-150 м (превышения водоразделов над тальвегами долин второго порядка). Глубина эрозийных врезов (долин третьего порядка) на нижнемеловых осадочных породах меняется от 70 до 120 м при густоте расчленения от 1 до 1,3 пог. км на 1 км². В пределах развития осадочных пород нарастание порядка долин происходит медленно, на кристаллических породах быстро (густота расчленения 2-2,5 пог. км на 1 км²). При минимальной длине склона хребта эти различия в густоте расчленения, глубине долин практически не выражены. Так, при длине склона 3 км характеристики рельефа на осадочных породах по густоте расчленения, глубине вреза, общей крутизне склона близки средним характеристикам рельефа на кристаллических породах, т.е. густота расчленения равна 2,5 км на 1 км², глубина долин второго порядка 90-100, 120 м. Все это, очевидно, свидетельствует о том, что различия морфологических характеристик рельефа вдоль границы полей нижнемеловой осадочной толщи и кристаллических пород определяются различиями деструктивных свойств пород. Юго-восточная граница современного дна Гусиноозерской впадины проходит по прямолинейной тыльной закраине эрозийного педимента северо-восточнее г. Гусиноозерска в поле распространения мезозойской терригенной толщи. Уступы увалов возвышаются над педиментом до 30 м и более. Далее на юго-запад граница дна впадины совпадает с абразионными уступами юго-восточного берега оз. Гусино.

Юго-восточный склон Хамбинского хребта. Сопряжение склона хребта с дном впадины практически повсеместно резкое. Нижняя часть склона хребта имеет вид четкого уступа. Как и весь склон, этот уступ прорезан речными долинами. Участки уступа между ними имеют вид крутонаклонных подтреугольных фасеток, возвышающихся до 250-300 м над тыльной частью пологих поверхностей педиментов и конусов выносов, шлейфов северо-западного побережья. Выше уступа рельеф склона хребта мягче, а четкого продолжения уступов вверх не видно. Длина склона хребта меняется от 4 до 10 км. Глубина долин третьего порядка меняется от 140 до 250 м, а четвертого - от 250 до 330 м и более. Это типичный низкогорный и низкий среднегорный грядовый рельеф. Густота расчленения склона близко к осевой части хребта равна 2,2, а по границе с дном впадин - 3,1-4,6 пог. км на 1 км². Склоны долин рек, ручьев, временных потоков обычно крутые в нижних частях и выположенные кверху. Относительные высоты крутых частей склонов близки высотам уступа, обращенного к впадине, и колеблются в тех же пределах (30-250-300 м). Общий же размах скульптурного рельефа юго-восточного склона Хамбинского хребта равен 200-350 м, достигая иногда 500 м. Продольные профили днищ долин рек, стекающих с Хамбинского хребта, крутые, особенно в нижнем и среднем течении (0,051, 0,17, а крутизна профиля Нарин-Горхон 0,4), к верховьям они выположиваются (0,05-0,04). Поперечные профили долин также различные: на устьях, в нижнем течении они иногда имеют V-образную форму; в верхнем - U-образную. В нижнем течении вдоль подножия крутого склона обычно осыпные и крутые пролопывальные конусы. Ширина днищ долин на этих участках в зависимости от их порядка меняется от первых десятков до первых сотен метров. В среднем (частью) и в верхнем течении рек крутые склоны остаются только на участках подмыва, а глубины долин равны 180-300 м. По тальвегам, в нижних частях склонов встречаются красноцветные

элювиальные и делювиальные монтмориллонит-гидрослюдистые, монтмориллонит-каолиновые глины (верхнее течение руч. Сангинэ и р. Сильва, в дорожных выемках).

Таким образом, рельеф юго-восточного склона Хамбинского хребта представляет собой низко-среднегорное эрозионно-денудационное нагорье. Вблизи Гусиноозерской впадины оно значительно расчленено, имеет облик сильно расчлененного эрозионного среднегорья с остаточным рельефом низкогорья и низкого среднегорья. Крутизна склонов долин и водоразделов остаточного рельефа меняется в таких пределах: перепад высот на 1 км по горизонтали равен 100-300 м, тогда как в низнем течении нижние части склонов характеризуются значительно большими уклонами - от 400 до 900 м на 1 км.

Совпадение высот фасеток уступов (рис. 7), сопряженных непосредственно с поверхностью дна впадины, с высотами крутых частей склонов долин, открывающихся во впадину, заставляет образование уступа вдоль борта впадины и омоложение долин близ этого уступа связывать с активизацией тектонических движений по разлому вдоль подножия Хамбинского хребта. Характеристика границы между дном Гусиноозерской впадины и юго-восточным склоном Хамбинского хребта будет более полной, если привести еще ряд данных. Граница не совпадает полностью с границей поля нижнемеловых терригенных образований, так как в некоторых пунктах они выходят в самом уступе. Под уступом часто располагаются прямолинейные рвы, отделяющие уступы от педиментов. Глубина и ширина этих рвов меняется в довольно широких пределах. У рва на участке между устьем Сангинэ и Ниж. Ацем ширина меняется от 250 до 400 м при глубине 10-20 м и протяженности рва около 1,5 км. Подобный ров шириной около 500 м и длиной около 1 км используется руч. Аршан (Аршанская зона разломов), впадающим слева в р. Загустай. На северо-востоке он переходит в менее правильной формы сквозное понижение, продолжающееся до устья пади Ягодная (глубина на 35-70 м). Вдоль уступа, обращенного во впадину, и на склонах приустевых частей долин обычны скальные оползни. Наиболее крупные проявления скальных оползней наблюдались:

1) южнее пади Шалут, где хорошо выражены небольшие оползни в верхней части уступа; кроме того, поверхность склона на площади около 0,4 км² нарушена в результате срыва небольших масс породы, а на поверхности шлефа и педимента под уступом разбросаны крупные глыбы; поверхность шлефа нарушена сейсмогенными разрывами;

2) на левом склоне пади Яматый; скальные оползни образовались в эффузивах среднего и основного состава, площадь участка 0,49 км²;

3) на правобережье Нарин-Горхона, при выходе его во впадину, площадь 0,49 км²;

4) на правом склоне пади Сангинэ;

5) по уступу борта впадины между падами Барун-Жалга и Борота, площадь около 1 км².

Во всех названных пунктах оползни хорошо выражены, почти всегда все элементы оползневых структур опознаются легко. Есть еще ряд пунктов, где оползни опознаются при дешифрировании аэрофотоснимков, но диагностируются они не так однозначно (Тобхарский, площадь около 2 км²; Аршанский, западнее оз. Черного, площадь около 2 км²). Кроме названных выше известны и другие оползневые тела наибольших размеров.

Строение крупных оползневых структур показано в описании Бороти

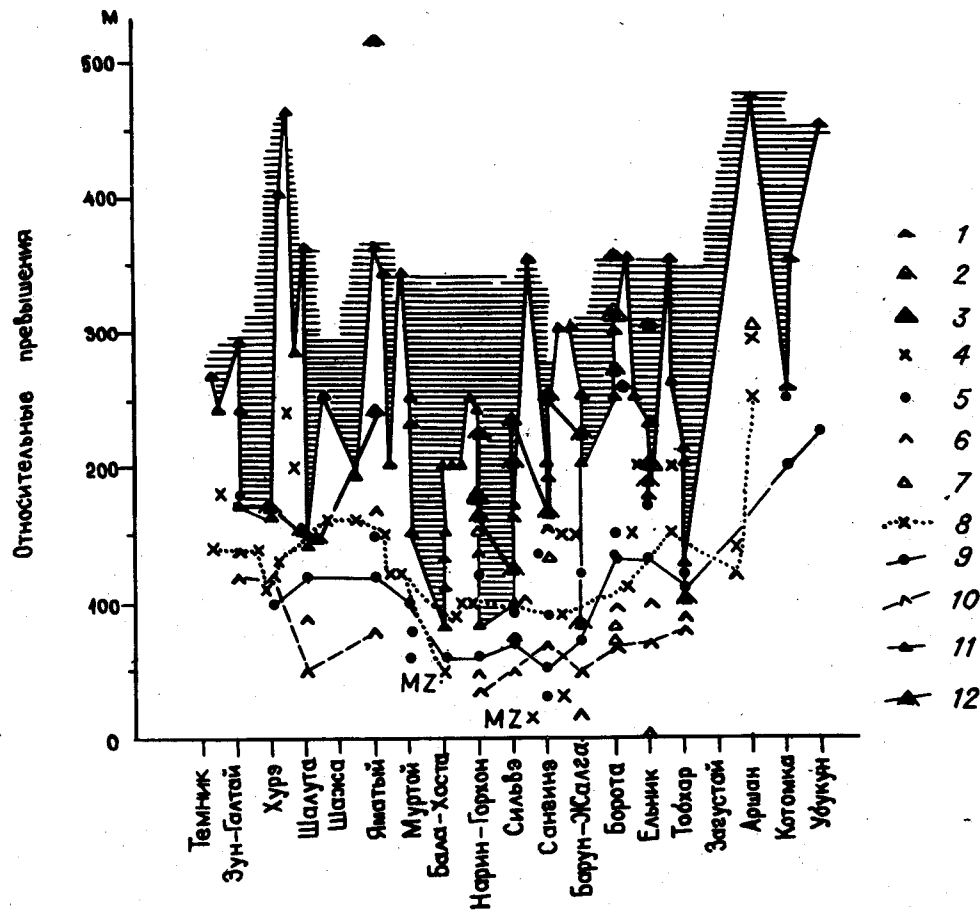


Рис. 7. Общие глубины расчленения юго-восточного склона Хамбинского хребта и глубины "молодых" эрозионных врезов.

1-3 - глубина расчленения хребта на участках проявления "молодых" эрозионных врезов: 1-приустевые участки и склоны ската, сопряженного с дном Гусиноозерской впадины, 2-средние участки, 3-верхние участки распространения "молодых" врезов; 4-высоты фасеток денудированного тектонического уступа, являющихся нижними частями склонов северо-западного борта Гусиноозерской впадины, сопряженных с ее дном; 5-7 - глубины "молодых" врезов (высоты крутых нижних частей склонов долин на приустевых (5), средних (6) и верхних (7) участках проявления врезов); 8-линия изменения относительных высот фасеток, соединяющая только точки с минимальными значениями высот (среди последних исключены высоты фасеток на мезозойских осадочных породах); 9-линия изменений относительных глубин "молодого" эрозионного вреза на устьевых участках; 10-то же, на средних участках "молодого" вреза; 11,12 - линии изменений общих глубин расчленения юго-восточного ската Хамбинского хребта (северо-западный борт Гусиноозерской впадины) в зоне устьевых (11) и средних (12) участков "молодых" врезов.

ского оползня (между падами Барун-Жалга и Борота). Крутая стенка отрыва сложена мясо-красными сиенитами, сиенит-порфирами, ее высота равна примерно 100 м, у подножия которой расположена узкая "бессточная" котловина глубиной до 30 м с дном шириной (максимум) около 200 м. Вытянута котловина в северо-восточном направлении на 600-700 м. Вал выпирания разбит поперечными субширотными трещинами и по фронтальному склону северо-северо-западного простирания серией уступов. Площадки, ограниченные уступами, наклонены на запад; иногда у подножий этих уступов видны замкнутые котловины длиной 30-50 м и шириной в 10-20 м. Валу выпирания сложены разными породами; мезозойскими конгломератами, фангломератами, интрузивными породами. Здесь же отмечено два рва, ориентированные на юго-восток (150°) и юго-запад (255°) и удаленных друг от друга на 70 м. Ширина рвов по верху 6-7 м, глубина 1,5-2,5 м.

Дно Гусиноозерской впадины. Серия скульптурных и докольных перечек-увалов и останцов делит впадину северо-западнее береговой линии Гусиноозера на несколько относительно изолированных понижений, где в настоящее время происходит накопление аллювиальных и пролювиальных отложений (рис. 8). Границы останцов и увалов-перемычек, сложенных нижнемиоценовыми осадочными породами, обычно почти прямолинейны. Наиболее крупной является Загустайская перемишка, делящая Гусиноозерскую впадину на Убукунский и собственно Гусиноозерский участки. Последние выражены в современном рельефе как отдельные впадины. Их расположение не соответствует структурному плану мезозойской осадочной толщи. Загустайская перемишка сформирована в пределах площади развития Загустайской мульды мезозоя, а антиклинальная складка между Загустайской мульдой и Гусиноозерской синклиналью соответствует аккумулятивной равнине дельты р. Загустай. Перемишка возвышается над Загустайской дельтой уступом до 80-85 м. С южной стороны р. Убукун ее поверхность ступенчато снижается и осложнена бессточными котловинами. Самая крупная из них находится между увалом, расположенным северо-восточнее. Общая площадь котловины около 9 км². Эта котловина в свою очередь разделена на ряд более мелких. Наибольшая и самая глубокая из них занята частично оз. Соленым и имеет площадь порядка 2 км². На северо-запад от оз. Соленого на поверхности Загустайской перемишки расположено несколько мелких замкнутых котловин урочища Дружинина яма, являющихся, по-видимому, структурным продолжением котловины оз. Соленого.

Относительные высоты бровок уступов, оконтуривающих котловину оз. Соленого, колеблются в пределах 35-70 м, минимальная же высота перемишки над дном котловины отмечается на перешейке между Загустайской и Караульным мысами и равна 20-25 м. Ряды озерных ванн и заболоченных понижений, образующие полосы шириной 250-400 м, ориентированы субпараллельно или под острым углом к линиям уступов перемишки, отмечаются между пос. Селенгинской МТС и оз. Камышиным.

Вообще ориентировка линий, соединяющих бессточные котловины (сухие и занятые озерцами), и полос с повышенной мощностью речных отложений на эрозивных педиментах, которыми являются поверхности перемишек и останцов, редко совпадает с линиями наибольших уклонов поверхности. Исключением коротких линий цепочек бессточных котловин, протяженные линии ориентированы под острыми углами (17-32°) к линиям максимальных уклонов вершинных поверхностей останцов и перемишек-увалов. Объясняется их образование как результат линейной эрозии водных потоков, за немно-

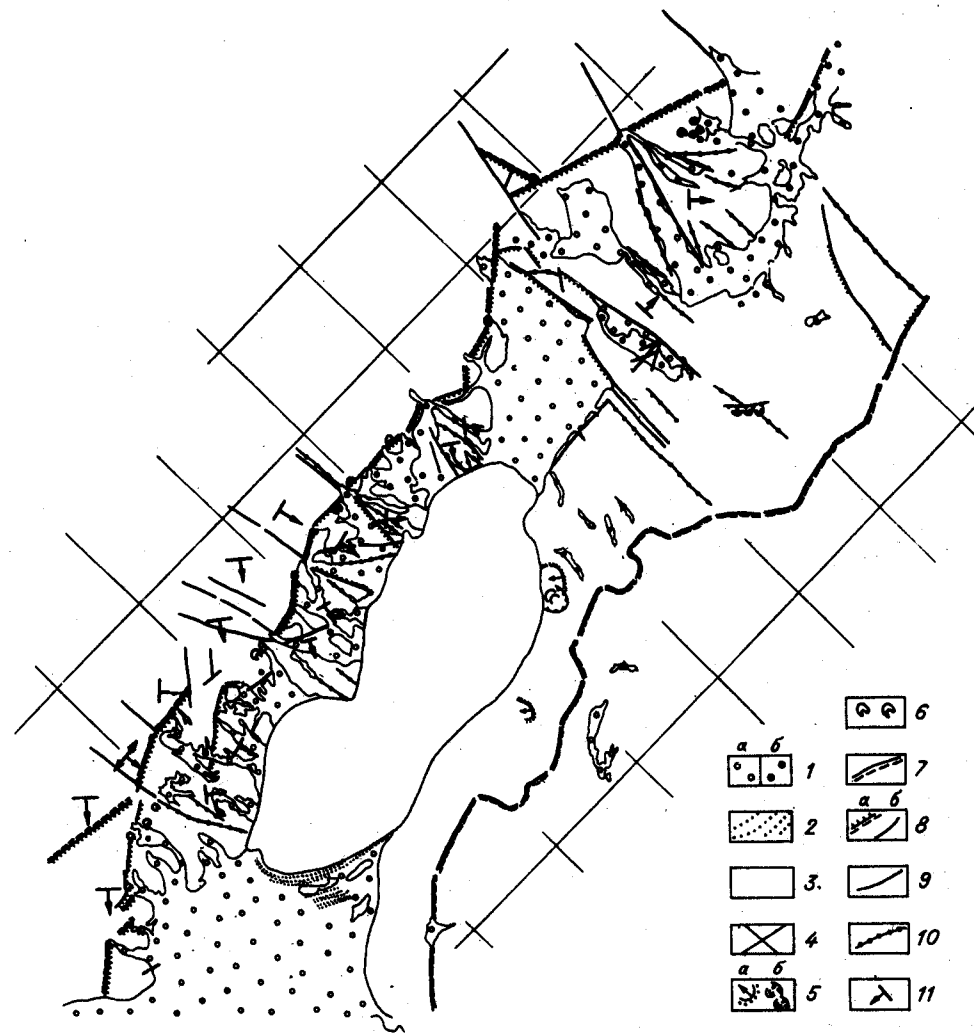


Рис. 8. Литоморфные и денудированные неотектонические уступы Гусиноозерской впадины.

1 - наземные дельты, конусы выносов (а - голоценовые и позднеплейстоценовые, б - плейстоценовые?); 2 - серии береговых валов; 3 - разновозрастные эрозивные и денудационные педименты (преимущественно на мезозойских осадочных породах); 4 - низкогорья и среднегорья обрамления впадины (преимущественно на домезозойских породах); 5 - оползни, развитые в поле осадочных мезозойских пород (а - формы сглажены, элементы строения опознаются плохо, б - свежие формы); 6 - скальные (сейсмогенные) оползни; 7 - подошвы литоморфных уступов; 8 - неотектонические уступы и уступы, которые могут быть и неотектоническими, и эрозивными; 9 - препарированные тектонические разрывы, возможно неотектонические; 10 - "раздвиги"; 11 - предполагаемые направления перекосов неотектонических блоков.

ми исключениями, невозможно (замкнутые вытянутые котловины или цепочки котловин; обычно очень небольшая площадь водосбора). В то же время, говоря об их тектонической природе, не удастся отметить заметных смещений слоев, пластов мезозойской осадочной толщи при пересечении ее линиями, вдоль которых размещаются бессточные котловины. Эти линии хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Возможно, это трещины отрыва или разрывы типа раздвигов, смещения по которым были незначительными. Эти разрывы отмечены как на поднятых, так и на опущенных блоках.

В пользу первичной тектонической природы уступов, ограничивающих поверхности перемычек и останцов, свидетельствуют немногие геологические, геолого-геоморфологические наблюдения. Наиболее интересны данные о ряде русел, выполненных ранне- и позднеплейстоценовыми валунными галечниками, "истоки" которых срезаются уступами, а "низовья" спускаются к уровню современной аккумуляции. На поверхности увала, обрывающегося крутым уступом высотой 25-30 м (левобережье), прослежено три сухих русла р. Борота. "Истоки" их обрезаются боротинским уступом, а конусы этих русел и сами русла в нижнем течении сходят к современному урезу Гусиного озера. Датировка валунных галечников основывается на находке в отложениях одного из русел фоссильных костных остатков, по степени минерализации сравнимых с позднеплейстоценовыми остатками местонахождения, расположенных в сухостепных районах Бурятии (большая часть - неопределенные обломки, одна - *Equus sp.*). В долине р. Борота (в пределах впадины) большую часть дна занимают, по-видимому, отложения позднего плейстоцена, так как в ряде точек его поверхности близ берегового 1,2-1,5-метрового уступа были найдены скребки, нуклеусы, по типу похожие на мезолитические. Таким образом, образование уступа боротинского увала перемычки произошло в позднем плейстоцене. Но это неоднозначное решение, так как сходный результат мог получиться и в результате изменения режима стока: накопление обломочного материала близ вершин конусов, а потом перемыв этих отложений и снижение уровня аккумулятивной поверхности в эпоху увлажнения. Ориентировка уступов относительно линий максимальных уклонов поверхностей высоких педиментов (поверхности перемычек останцов) несколько отличается от ориентировки линий, которые выше условно названы трещинами отрыва. Наклон поверхностей останцов и перемычек, судя по тем же деформациям древних русел, предопределяется, видимо, новейшими тектоническими движениями. Уступ, ограничивающий перемычку внутри впадин, как бы обрезает поднятый край блока, а неотектонический уступ, ограничивающий днище впадины, в этих случаях является переработанной экзогенными процессами поверхность сместителя шарнирного сброса.

Для участков долин рек, ручьев, стекающих с Хамбинского хребта в Гусиноозерскую впадину, нижние части склонов которых круты, в ряде случаев характерна четкая асимметрия. Асимметрия выражается в следующей при близком или равном наклоне крутых нижних частей склонов (0,52-0,6 и 0,6; 0,3-0,4 и 0,44; 0,5 и 0,67) они значительно отличаются по высоте. Такая асимметрия хорошо видна по долинам ручьев Нарин-Горхон, Сангинэ, р. Сильвэ. Во всех указанных случаях видна асимметрия между ручьями. Например, судя по вершинным отметкам междуречья Сильвэ-Сангинэ, зона максимальных высот расположена гораздо ближе к долине ручья Сангинэ, а общий уклон поверхности имеет южное направление. По таким же признакам можно говорить и об общих уклонах других междуречий. Наклоны поверхностей междуречий юго-восточного склона Хамбинского хребта практически совпадают по направлению с наклонами поверхностей смежных бло-

днища впадины. Когда направление наклона поверхности междуречья почти перпендикулярно продольному неотектоническому уступу, то на поверхности блока дна широко развиты пролювиальные и аллювиальные накопления (например, блок между падами Борота и Сангинэ). Если же линия наибольшего уклона блока междуречья подходит к продольному неотектоническому уступу под острым углом, то поверхности плейстоценовой и современной аккумуляции на днище впадины смещаются к одному из углов блока и могут занимать меньшую площадь (например, участок между падами Сангинэ и Сильвэ).

Новейшая тектоника. Общий характер новейших тектонических движений территории не совсем ясен. Днище впадины с северо-запада ограничено разрывом, который является активным сбросом (возможно, сбросо-сдвигом с малой величиной горизонтальной составляющей амплитуды движений), участками - шарнирным сбросом. Перекос блоков может быть обусловлен различиями в скоростях движения смежных блоков, как в пределах склона Хамбинского хребта, так и в пределах днища впадины. Разрывы на северо-западном склоне хр. Моностой (юго-восточный борт впадины), по границе между полем мезозойских терригенных образований и полем кристаллических пород отпрепарированы. В пользу неотектонических деформаций дна впадины, возможно, свидетельствуют результаты изучения морфологии дна Гусиного озера /Лут и Агафонов, 1968/. Интерпретация промеров глубин озера позволила Б.Ф. Луту и Б.П. Агафонову на дне озера выделить три замкнутые котловины, происхождение которых ими связывается с тектоническими подвижками. Но так ли это? Северная (к северу от мыса Чаны) - наиболее крупная. На ее восточном подводном склоне на профилях выражены валы, которые расположены в створе Таширского оползня и, видимо, также образованы оползневными телами. Перемычку между двумя южными котловинами можно объяснить как водораздел между левыми притоками р. Загустай, русловую ложбину которой на дне озера отмечает Д.Б. Базаров /1961/. "Многочисленные скважины, пробуренные Гусиноозерской ГРП по профилям через озеро, показывают, что по центральной части озерной котловины с СВ на ЮЗ, от устья Загустая на исток Баян-Гола, прослеживается углубленная полоса глубиной 20-22 м. Ширина полосы достигает 1,5 км. В полосе мощность донных илистых осадков составляет 4-6 м, тогда как в других краевых частях озера всего 1-2 м. Здесь под илом с СВ на ЮЗ прослеживается 10-15-метровый слой песка с редкой галькой" /Базаров, 1961, с. 46/. Как же можно объяснить образование подводной перемычки между северной и южными частями озера? Н.А. Бестужев отмечал, что, по рассказам сторожов (а работа Н.А. Бестужева "Гусино озеро" была опубликована в 1854 г.), в начале ХУШ в на месте Гусиного озера было два озера. Одно из них занимало северную котловину. Если учесть, что мощные серии береговых валов сейчас можно наблюдать только у южного берега озера, то и в том случае на южном берегу северного озера формировался пояс береговых валов, который при поднятии уровня воды в озере оказался затопленным. То есть роль неотектонических и современных деформаций в формировании рельефа дна Гусиноозерской впадины пока не может быть однозначно показана и доказана. При этой изученности стратиграфии и пространства кайнозойских отложений в пределах Гусиноозерской впадины ожидать доказательного объяснения проявлений новейших тектонических деформаций и выявления их характера практически нельзя.

Стратиграфия. В Гусиноозерской впадине Е.Б. Хотиной /1968/ отмечены палеогеновые и миоценовые отложения; палеогеновые, по данным

этой исследовательницы, представлены интенсивно выветрелыми конгломератами близ Казенного пруда.* Основанием для датировки послужил "спорово-пыльцевой спектр растительности раннетургайского типа" (с. 8), он же, по ее мнению, позволяет сопоставлять эти отложения с отложениями мухойской (мохейской) свиты юга Витимского плоскогорья. Мохейская свита по спорово-пыльцевым комплексам относилась то к палеогену, то к неогену, но в конце 60-х годов в разрезах отложений мохейской свиты были обнаружены остатки моллюсков позднего мела /Козлов и др., 1971/. Ю.П. Козлов, В.Ф. Ерхов и И.О. Очиров /1971/ предполагают, "что верхнемеловое осадконакопление в Прибайкалье и Западном Забайкалье могло иметь место лишь в наиболее крупных тектонических депрессиях, таких как Гусиноозерская" (с. 24). Вероятно, что отнесенные Е.Б. Хотинной к палеогеновым отложения являются верхнемеловыми.

Миоценовые отложения /Хотина, 1968, с. 9/ встречены на перемычке между Верхне-Оронгойской и Убукунской впадинами (у оз. Абрамовского). Они представлены ярко-оранжевыми и лимонно-желтыми песчаными и песчано-галечными осадками со спорово-пыльцевым спектром растительности позднетургайского типа. На этих отложениях развита красноцветная монтмориллонитовая кора выветривания (плиоценовая).

Это второй случай, когда во впадинах забайкальского типа отмечают палеонтологически охарактеризованные миоценовые отложения. Первый - на территории Улан-Удэнского аэропорта в центре Иволгинской впадины, где в зеленовато-серых алевролитах обнаружены остатки пеллеципод, позволившие датировать алевролиты поздним олигоценом - ранним миоценом /Михин и др., 1960/. Д.Б. Базаров /1968/ в Гусиноозерской впадине описал желтовато-бурые и ржаво-бурые, ожелезненные "промытые" грубо- и крупнозернистые пески с включениями гравийных зерен и галек с тонкими прослоями гравия и мелкого галечника (размер галек до 3-4 см, хорошая окатанность, которые он сопоставил с охристой галечной толщей р. Селенги и охристой свитой Тункинской впадины и датировал их плиоценом - ранним эоплейстоценом. Эти слабо сцементированные отложения слагают высокий (около 200 м над урезом озера) увал южнее с. Арбузово, их мощность около 50-70 м. Такая датировка вызывает сомнение. Во-первых, потому, что этим отложениям нет коррелятных форм рельефа, они как бы в одной позиции с мезозойскими отложениями: соседние увалы образованы на осадках гусиноозерской серии. Во-вторых, есть примеры, когда за счет "рыхлости" которые толщи, датируемые в настоящее время поздним мезозоем, считались палеогеновыми, неогеновыми (например, чандинская свита в Боргойской впадине).

Из всех упомянутых выше рыхлых или слабо сцементированных образований только красноцветный элювий может считаться коррелятным определенному элементу поверхности дна Гусиноозерской впадины - поверхности перемычки между Убукунской и Верхне-Оронгойской впадинами. Но и в тех случаях, когда отложения тесно связаны с формами рельефа дна впадины, они в настоящее время датируются весьма условно. Особенно же те из них, которые лежат на вершинных поверхностях останцов, террасовидных увалов северо-западного побережья Гусино озера, где "довольно полого поднимается полоса древних размытых террас, расчлененная долинами рек, стека-

*В Гусиноозерскую впадину Е.Б. Хотина включает собственно Гусиноозерскую по Н.А. Флоренсову (Гусиноозерская и Убукунская) и Верхне-Оронгойскую.

щими с Хамбинского хребта. Местами терраса непосредственно подходит к урезу воды и образует отвесный берег высотой от 2 до 20 м /Башкуев, 1958, с. 40/. Высоты бровок северо-западных береговых уступов Гусино озера достигают 35 м (между реками Борота и Ельник). Поверхности останцов и террасовидных увалов, изолированных друг от друга понижениями, являются как бы фрагментами единой поверхности малой кривизны, наклонной к Гусиному озеру, над которой возвышаются до 15-30 м отдельные плосковерхие останцы. Следовательно, можно уверенно говорить только о двух уровнях скульптурных "террас" (60-70 и 30-45 м над ближайшим врезом), которые имеют уклоны, подобные уклонам позднелейстоценовых наземных дельт нижнего террасового комплекса, - около 0,035-0,04. Мощность рыхлых отложений на скульптурных "террасах" меняется от 1-2 до 20 м (последние для отложений некоторых ложбин на их поверхности). Относительные высоты и крутизна поверхностей, как это отмечалось и в пределах Боргойской впадины, зависят от площадей водосборов водотоков, которые, выходя во впадину, формировали эрозионные педименты (скульптурные поверхности останцов и увалов, покрытые маломощными отложениями сухих дельт и конусов выноса), позднелейстоценовые наземные дельты.

Отложения скульптурных террас меняются по гранулометрическому составу, по петрографическому составу пород в обломках. Окатанность обломков преимущественно I и II классов, реже III, что также зависит от площади водосбора водотоков, выносящих обломочный материал, от состава пород в пределах водосбора. Таким образом, на перемычках между впадинами, когда их вершинные поверхности полностью не перекрывались отложениями "древних" конусов выносов и наземных дельт, видимо, можно найти красноцветный элювий (на перемычке между Убукунской и Верхне-Оронгойской впадинами красноцветы известны). Возможно, это только участки, благоприятные для сохранения красноцветов, так как в Нижне-Оронгойской впадине они установлены и на дне под маломощным делювием и пролювием. Пока же будем считать, что они приурочены к самым высоким скульптурным поверхностям дна впадины. Их находки возможны на перемычке между Гусиноозерской и Убукунской впадинами, которая возвышается над Загустайской дельтой на 60-80 м, а над Убукунской поймой на 30-50 м. Эрозионно-денудационная равнина дна Убукунской впадины наклонена на северо-восток и возвышается над аккумулятивной равниной Убукуна на 2-25 м, т.е. и здесь возможны находки красноцветов на наиболее высоких участках, на которые не накладывался пролювий. За время между эпохами формирования самых высоких уровней поверхности дна Гусиноозерской впадины (Гусиноозерской - юго-западной и Убукунской - северо-восточной) и погребенных под донными илами Гусино озера русловыми отложениями рек Загустай и Борота (рис. 9) образовалось не менее двух террасовидных уровней скульптурных террас, несущих грубообломочные отложения наземных дельт и конусов выноса. После подпруживания дельтой Темника, который выносил гораздо больше обломочного материала, чем мог переместить Загустай со всеми своими притоками, долины Загустая образовалось озеро, уровень которого многократно менялся, а рельеф дна озерной чаши перерабатывался в результате волновой деятельности вод озера. В то же время могло происходить образование наземных и подводных дельт наиболее крупных притоков Загустая, таких как Сильва, Сангинэ, что тоже должно было сказаться на морфологии озерной чаши. Отметки мезозойского ложа таковы, что его понижение к Темнику - Селенге заметно, хотя в южной части озера нужно отметить повышение коренного ложа на 20-25 м, что можно связывать с тектоническими

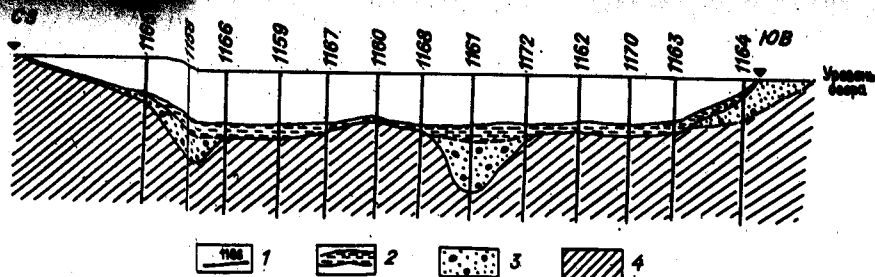


Рис. 9. Схематический геологический разрез через Гусино озеро (составил Д. Б. Базаров).

1 - номер скважины; 2 - донный ил; 3 - песок с галькой; 4 - мезозойские осадочные породы.

деформациями дна, но более вероятен пропуск хорошо выраженной на северных профилях русловой ложбины Загустая при заложении скважин на расстоянии 500-1000 м. Самая низкая известная отметка дна русловой ложбины погребенной аллювием Загустая, на 35-40 м выше уровня коренного ложа погребенного аллювия Темника и Селенги.

Схему стратиграфии позднего кайнозоя Гусиноозерской впадины можно представить в двух вариантах, в которых разное положение займут красные цвета и грубые отложения скульптурных террас верхних уровней: последние могут быть древнее красцветов, но могут быть и моложе. Более молодые элементы схемы могут быть расположены в такой последовательности: 1) погребенные 1-6-метровым слоем донных илов пески с редкой галькой (симальная мощность около 20 м), выполняющие русловые ложбины Загустая и Бороты; 2) плейстоценовые отложения наземных и подводных дельт Темника, Сильва, Сангина, Бороты; 3) современные отложения русловых ложбин и пойм рек, впадающих в Гусино озеро, Темника. Причем аналогом гребенных песков с редкой галькой, выполняющих русловые ложбины на дне Гусино озера, наиболее вероятно, являются светло-серые разнозернистые пески с галькой, галечники погребенной под мощным шлейфом русловой ложбины пра-Иволги, которые моложе тологойских красцветов и старше раннеплейстоценовых палево-серых супесей, пылеватых песков.

Если это так, то очень много общего в развитии Боргойской и Гусиноозерской впадин.

Ш. РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

И ИХ МОЩНОСТИ

В ПРЕДЕЛАХ СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ

Используя документацию разрезов буровых скважин, составленную в разных организациях большим числом исполнителей, нельзя рассчитывать на нее как на очень надежный материал для стратиграфических (кайнозой) и неотектонических построений. В то же время нельзя не пытаться проанализировать этот материал, так как он практически не учтен при названных построениях. Рассматриваются данные для участка территории в границах

от низовьев р. Джиды до устья р. Темник, включая Боргойскую впадину, и далее вдоль северо-западных, северных бортов впадины Гусиноозерской, Оронгойской, Иволгинской и Удинской до с. Хоринска, затем на юг через Кижингинскую впадину до границы с Читинской областью, вдоль этой границы до долины р. Чикой. На юге граница участка совпадает с границей между МНР и СССР. Использована документация по 890 скважинам (из них 260 приходится на Боргойскую впадину). Для участка, показанного на "Схеме мощностей кайнозойских отложений", найдены сведения только по 450 скважинам (рис. 10). Площадь последнего около 25 тыс. км², т.е. на 55-56 км² приходится одна скважина. Так как большая часть скважин расположена на дне долин разного порядка (на поймах, террасах, шлейфах, долинных педиментах), то плотность точек возрастает. В наиболее освоенных районах плотность одна скважина на 0,5 км², что позволяет приблизительно оценить характер рельефа коренного ложа. На большей же части территории имеются только единичные скважины.

На схеме мощностей их величины в узких долинах, безводных падах показаны только по максимумам в створах. В среднем аккумулятивные поверхности разного происхождения и возраста составляют примерно 20% площади (одна скважина на 12 км²). Приблизительно четверть скважин не вскрыла кайнозойскую толщу на полную мощность, но сведения о разрезах по ним учтены, а мощность, показанная на схеме, условно увеличена. Например, при мощности более 76 м на схему вынесено значение >80 м, при мощности более 21 м - >30 м. Данные о мощностях предварительно разделены на несколько групп. На гистограмме (рис. 11) показаны мощности по всем скважинам и скважинам в долинах разного порядка, ориентированных вкост хребтов (поперечные долины) и расчленяющих их склоны. В последнем случае данные разделены на две подгруппы, чтобы было видно, как распределены мощности в среднем и верхнем течении ручьев, рек, выработавших поперечные долины в пределах горных массивов, а также на выходе этих ручьев и рек в межхребтовые понижения. В дополнение к гистограмме приведем небольшие описания характера распределения мощностей в поперечных долинах в разных пунктах.

В пределах одного из отрогов Малханского хребта, образующего междуречье Кудары и Чикоя (ширина равна 15-20 км), распадки северного склона, по данным дешифрирования аэрофотоснимков, выполнены мощными (более 30 м) супесчаными отложениями, которые выходят и на склоны распадков. В распадках южного склона междуречья, по данным бурения, мощности рыхлых отложений в верховьях меняются от 25 до 82 м, в приустьевых частях долинок они достигают 59-66 м. Заметна одна не очень четкая закономерность распределения мощностей: чем меньше площадь водосбора, тем мощней рыхлая толща.

Описания разрезов скважин очень схематичны, и нет уверенности, что все они сделаны достаточно квалифицированно. Поэтому о стратиграфическом положении в общем разрезе кайнозоя частей вскрытых толщ судить трудно, хотя некоторые элементы с большой долей достоверности могут быть опознаны и сопоставлены. Мощные (около 50-80 м) разрезы в верховьях имеют общие элементы (сверху): 1) супеси светло-желтые со щебнем, дресвой, с прослоями суглинков и глин буровато-желтых, темно-коричневых; 2) супеси светло-серые; переходящие в красновато-бурые, красные пески; 3) серые крупнозернистые пески, отмытые, с галькой и щебнем.

Разрезы толщ средней мощности (25-35 м) бывают как одночленными, так и подобными мощным. В первом случае в них представлена только верх-

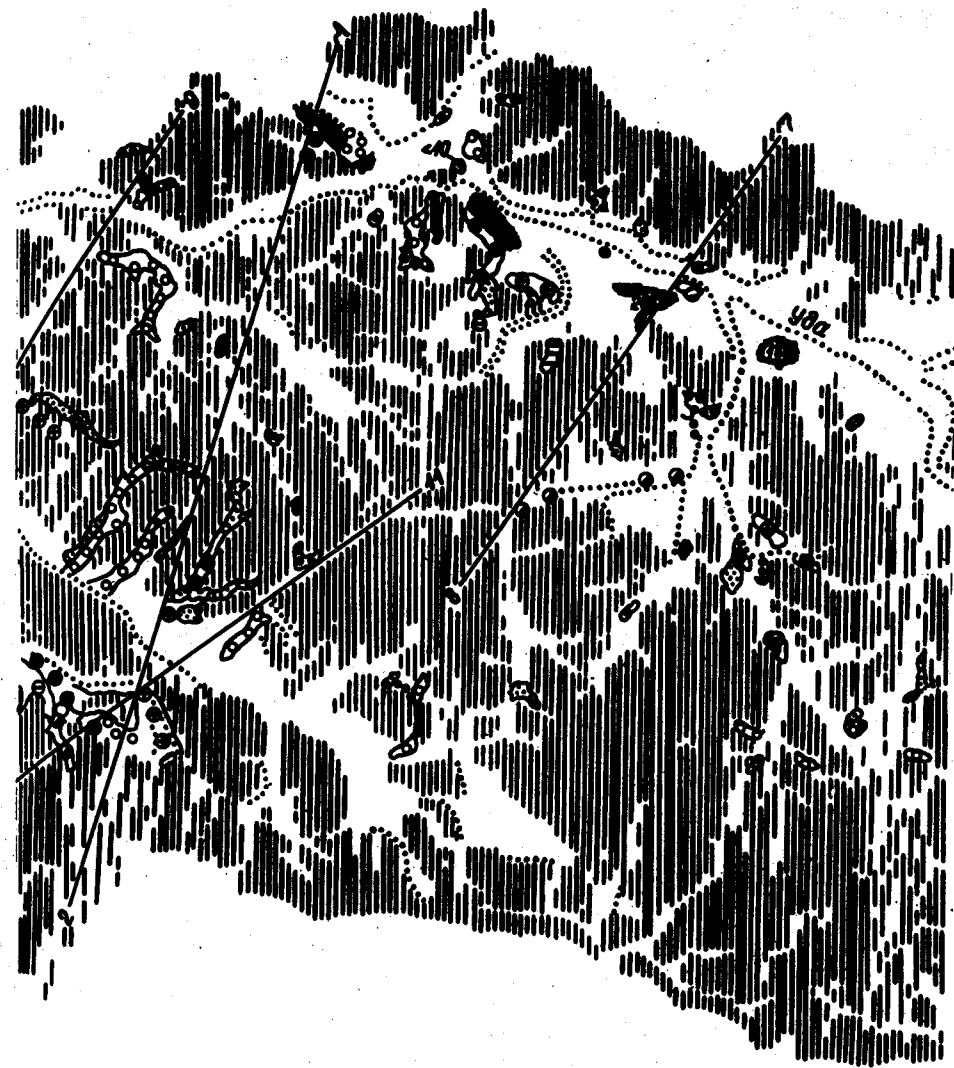
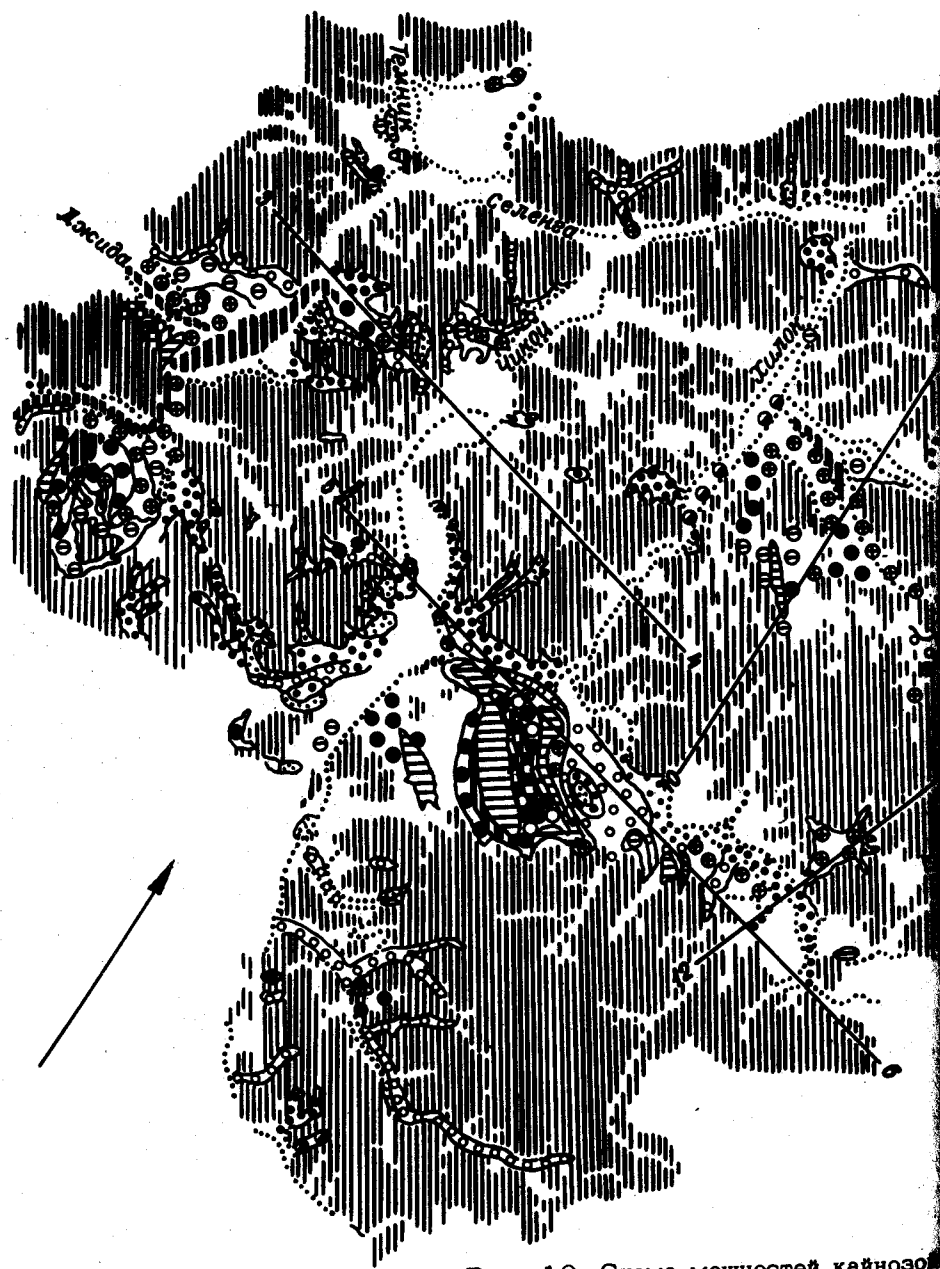
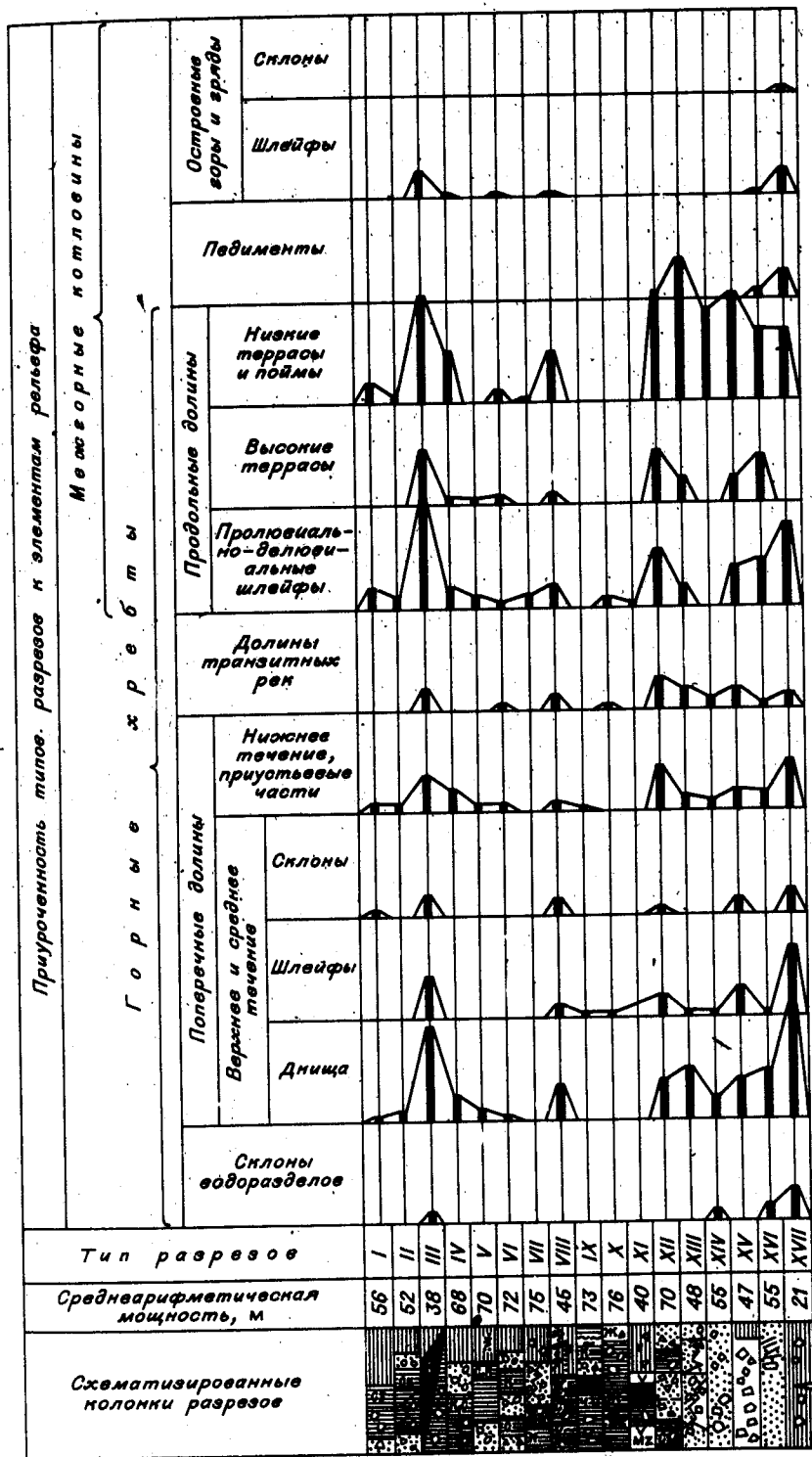


Рис. 10. Схема мощностей кайнозойских отложений Селенгинского среднегорья.

1 - горные склоны с рыхлым покровом мощностью 0-10 м; 2 аккумулятивные поверхности и педименты, мощность рыхлого покрова не известна; 3 - 20 м и более; 4 - 30 м и более; 5 - >40 м; 6 - >50 м; 7 - >60 м; 8 - >70 м; 9 - >80 м; 10 - >90 м; 11 - >100 м; 12 - >110 м; 13 - >120 м; 14 - >130 м.

1 - горные склоны с рыхлым покровом мощностью 0-10 м; 2 аккумулятивные поверхности и педименты, мощность рыхлого покрова не известна; 3 - 20 м и более; 4 - 30 м и более; 5 - >40 м; 6 - >50 м; 7 - >60 м; 8 - >70 м; 9 - >80 м; 10 - >90 м; 11 - >100 м; 12 - >110 м; 13 - >120 м; 14 - >130 м.



няя или только средняя пачка вышеописанного разреза. Нижняя пачка уменьшенной мощности отменена в основании разреза толщи средней мощности в двух случаях.

На Заганском хребте (западная оконечность), в междуречье Чикоя и Хилка, долины ручьев и временных водотоков также заполнены относительно мощными рыхлыми образованиями (25-52 м).

Мощности кайнозойских осадков в поперечных падах, долинах на склонах Цаган-Дабанского и Худунского хребтов не менее значительны. На южном склоне Цаган-Дабана мощности рыхлых осадков в падах достигают 50 м в верховьях и среднем течении, а на приустьевых участках иногда превышают 60 м. На северном склоне Цаган-Дабана на участках, обращенных к долине Куйтунки, в верховьях и в среднем течении падей наиболее обычна мощность рыхлых отложений 40 м, но достигает в единичных случаях 50 м и более. На участках, обращенных к долинам Уды и Селенги, обычные значения мощностей 40-60 м, в отдельных случаях превышают 80 м. Особенно характерны мощности более 80-100 м для приустевых участков падей, опирающихся на поверхность песчаных увалов левобережья Уды.

Гистограмма (см. рис. 11) характеризует также и частоту встречаемости разных типов разрезов. При анализе документации скважин описания разрезов были разделены на 17 типов. Выделенное количество типов, по-видимому, больше, чем существует на самом деле, так как без учета вариаций окраски частей толщ и некоторых изменений в строении пачек число их можно свести к пяти типам, но не хотелось делать излишней корректировки исходных материалов, чтобы не внести в них еще больше субъективности. Цветовые характеристики толщ довольно разнообразны и, видимо, довольно произвольны. Среди них есть такие, которые могут быть приняты как достаточно точно отражающие действительную окраску толщ: красная, черная, серая, зеленая, пепельная. Есть и другие, нечеткие, цветовые характеристики: бурая, буроватая, темно-желтая, желто-коричневая, коричневая и т.д. Неопределенность "желтого" цвета в описаниях подтверждалась много раз при сравнении описаний с керном, с обнажениями в оврагах близ скважин. По цветовым характеристикам можно выделить красноцветные, сероцветные (черные, темно-серые, пепельно-серые, темно-зеленые, серовато-синие) и палево-серые, желто-серые толщ, пачки. К последним, по-видимому, следует отнести буровато-серые, бурые и, может быть, желто-коричневые. Темно-коричневые, коричневые, темно-бурые часто соответствуют красноцветным отложениям, хотя в ряде случаев так характеризовались и темноокрашенные части сероцветной и палево-сероцветной толщ. Например, в описаниях нескольких скважин, пробуренных буквально рядом, валунные глины в одном случае доку-

Рис. 11. Приуроченность типов разрезов буровых скважин к элементам рельефа (описания типов разрезов даны в тексте). Гистограммы построены по 630 скважинам.

1 - палево-серая толща (супеси, суглинки, пылеватые пески); 2 - то же, со щебнем, дрсвой, дресвяники; 3 - сероцветные (?) пески; 4 - гравийные пески, галечники; пески с единичными валунами; 5 - валунные галечники, галечники; 6 - суглинки; 7 - глины с прослоями суглинков, супесей, песков; 8 - красноцветные глины; 9 - глины с плохо окатанными валунами; 10 - глины с хорошо окатанными валунами; 11 - туфопесчаники и баальты; 12 - фациальные переходы. СЗ - серые, зеленовато-серые; СК - серые, коричневатые-серые; КС - красные и серые; С - серые; К - красные;

ментировались как темно-бурые, а в другом — как серые. Коричневые, темно-коричневые, буровато-коричневые в описаниях часто чередуются или перемежаются с красно-бурыми, красными и красноватыми. Поэтому при разрезе на типы приняты пять цветовых характеристик толщ: 1) темно-серые; 2) светло-серые; 3) серые, чаще темные, с различными оттенками; 4) красноцветные; 5) желтые. Желтый цвет следовало бы вообще исключить, но по нескольким разрезам им характеризуется толща мощностью 80–100 м и более.

Итак, выделены такие типы разрезов (перечисление толщ, пачек в разрезе начинается сверху):

I. Палево-серые супеси, суглинки, пылеватые пески с примесью грубого материала; серые, зеленовато-серые глины с валунами; светло-серые "отмытые" галечники, пески, гравийные пески.

II. Палево-серая пачка, "отмытые" галечники; серые глины; светло-серые "отмытые" галечники, пески.

III. Палево-серая пачка (может отсутствовать); красноцветная пачка (может отсутствовать, заменяясь серой глиной); серая глина с валунами.

IV. Палево-серая пачка; галечники, пески; глины красные; глины серые.

V. Палево-серая пачка (пески, супеси с линзами гравия, галечников, супеси и суглинки со щебнем); серые и красноцветные глины; галечники, пески.

VI. Палево-серая толща; галечники и пески; глины красные; галечники и пески; глины серые; галечники.

VII. Палево-серая толща; гравийные галечники, валунные галечники; глина, плотный суглинок (желтый, темно-серый, серовато-синий, красный).

VIII. Щебни, дресвяники, пески, супеси палево-серые(?); глина, суглинок с валунами (желтый, темно-бурый, темно-серый).

IX. Красные суглинки, щебнистые супеси, пески; глины черные с валунами.

X. Глины желтые с валунами; глины желтые с прослоями песка.

XI. Палево-серая толща; туфопесчаники, базальты; красноцветы; базальты.

XII. Гравийники с песком; валунная глина; валунные галечники с песком и гравием; гравийные пески; серые глины с валунами.

XIII. Песок, гравий с галькой; валунные галечники, щебни с глыбам на основании разреза иногда более песчаные.

XIV. Галечники, гравийные пески, пески с единичными валунами и галькой.

XV. Палево-серая толща; валунные галечники, галечники.

XVI. Пески.

XVII. Палево-серые супеси со щебнем, дресвой.

На гистограмме (см. рис. 11) видно, что практически каждый тип разрезов встречается как в поперечных долинах, врезанных в склоны горных хребтов, так и в межгорных котловинах. При этом, что отмечалось выше, мощности чаще всего близкие и в том и в другом случае. Здесь необходимы некоторые пояснения. Никаких данных, кроме сведений о разрезах и разрезании скважин, при построении не использовано. Склоны водоразделов полное подразделение, так как нужно было бы обязательно говорить о характере водоразделов. Практически часть поперечных долин первого и второго порядка по крутизне продольного профиля и глубине вреза не более как в шестую неровности на склонах водоразделов третьего-четвертого порядка не видна, что водораздел первого порядка делит долины первого порядка

долины водотоков, не имеющих притоков). Из-за нечеткости большинства геоморфологических и географических привязок скважин это не всегда можно сделать. Поперечные долины — долины временных и постоянных водотоков, ориентированные поперек осевой линии горных хребтов и расположенные в пределах одного склона хребта. Долины транзитных рек — это, по сути, эпигенетические участки долины р. Селенга. Продольные долины — долины временных и постоянных водотоков, ориентированные параллельно или под очень острым углом относительно осевых линий горных хребтов. В основной массе они пространственно совпадают с межгорными котловинами, в которых развиты толщи мезозойских отложений (например, реки Уда, Хилок, Чикой, Кижинга, Кудун, Сухара, Тугнуйка и др.), но это не является обязательным условием (р. Куйтунка).

Педименты в межгорных котловинах обычны вдоль северных бортов котловин, в которых развиты мезозойские толщи и сформированы на мезозойских породах. Они являются эрозийными и в большинстве случаев аструктурными, мощность рыхлых (пролювиальных, пролювиально-аллювиальных, делювиально-пролювиальных отложений) невелика — 1–3, до 10 м.

Делювиально-пролювиальные шлейфы в большинстве случаев тяготеют к южным бортам межгорных котловин. Они, видимо, более сложны и образуются суммой тел пролювиальных, делювиальных отложений с участием аллювиальных, озерных и эоловых осадков.

Высокие аккумулятивные террасы практически неотделимы от шлейфов, и, хотя реальность их существования не вызывает сомнений, роль высоких террас значительно преувеличена. Поэтому разделение разрезов на две группы (на шлейфах и на высоких террасах) очень условно. При рассмотрении типов разрезов скважин с точки зрения возможности их возрастной корреляции следуют неутешительные выводы. Большая часть из них может быть расположена на самых разных стратиграфических уровнях, что и случилось при датировках их в геологических отчетах. Дело усугубляется тем, что практически никого не интересовало палеонтологическое обоснование кайнозойских частей разрезов скважин. Фаунистические находки в них не известны, а палинологические характеристики очень редки. Частью палинологическое изучение керн сделано для отдельных скважин в бассейне р. Джиды (материалы А.С. Киреева, М.И. Дергаусовой), в Иволгинской впадине (материалы Литвиненко, Базарова Д.Б.), в Итаншинской впадине (И.Н. Резанов) и для ряда пунктов на Витимском плоскогорье (материалы Д.Д. Сагалуева). В Баргузинской, Байкальской и Тункинской впадинах палинологическое изучение керн сделано и делается более полно, но специфика интерпретации результатов спорово-пыльцевых анализов такова, что толкование одних и тех же данных приводит к диаметрально противоположным выводам. По сложности строения разрезы описания можно разделить на четыре группы:

1. Одночленные и двучленные разрезы без четких литологических различий между частями (УШ, X, XIV, XVI, XVII типы).
2. Одночленные и двучленные разрезы с ярко выраженными специфическими чертами их частей (Ш, IX, XV типы).
3. Многочленные разрезы без четких литологических различий между частями (толщами) — XII тип.
4. Многочленные разрезы с ярко выраженными специфическими чертами их частей (I, II, IV, V, VI, VII, VIII типы).

Во второй и четвертой группах объединяются 10 типов разрезов, которые имеют элементы, хорошо коррелируемые между собой по цвету, градиентному составу, относительному положению их в разрезе. В об-

шем — то и описания разрезов, объединенные в этих группах, не так уж безлики, чтобы не пытаться их использовать. Прежде чем давать площадную характеристику толщ, рассмотрим имеющиеся данные на участках, где определенные литологически однородные пачки могут быть более или менее достоверно датированы. Красноцветные отложения обычно относят к верхнеплиоценовым образованиям. Опорные разрезы, где эти отложения фаунистически охарактеризованы, изучались большой группой геологов и палеонтологов (урочище Тологой в Иволгинской впадине, у сел Ключёво, Засушино в Итаншинской впадине, Додогол в Удинской впадине, у фермы Береговой на Чикое). В принципе, это хороший маркирующий горизонт, но нужно сделать несколько оговорок. Красный цвет этих отложений очень устойчив, и они мало меняют свой облик при переотложении, если только не разбавляются материалом другой окраски. Но и в последнем случае красноватый оттенок часто оказывается очень устойчивым. Можно привести несколько примеров находок позднеплейстоценовой фауны в отложениях с типичной для древних толщ красной окраской. Так, южнее с. Хаяны в Хилокской впадине были найдены красноцветные отложения с остатками позднеплейстоценовых животных. Более того, красноцветными отложениями здесь сложены современные конусы выносов некоторых оврагов, вскрывающие красноцветные коры выветривания, развитые на мезозойских эффузивах основного состава. В карьере кирпичного завода у с. Старое Татаурово красноцветные делювиальные, делювиально-пролювиальные отложения в одном слое могут содержать резко отлично фоссилизированные и минерализованные костные остатки, среди которых есть и позднеплейстоценовые. Если в этих случаях красная окраска унаследуеться от "древних" кайнозойских красноцветов, то в других она с ними никак не связана.

Так, в Кудунской впадине, в оврагах южнее дороги Кижинга — Чесан, в 4 км восточнее с. Улзыто, в свое время был описан стратиграфический разрез эоплейстоцена /Вангенгейм и др., 1975; Ербаева и др., 1977/. Серией оврагов вскрыты отложения палеолоджины, выработанной в мезозойских осадочных породах. На мезозойских красных алевролитах, аргиллитах с конкрециями микрокристаллического или аморфного карбоната, переслаивающихся с зеленовато-желтыми, голубовато-серыми песчаниками, с коричнево-бурыми, черными марганцовисто-железистыми конкрециями (до 5 см), гравелитами с линзами и прослоями разногалечных зеленовато-серых, голубовато-серых конгломератов, развита кора выветривания, представленная на алевролитах и аргиллитах коричнево-красными комковатыми тяжелыми супесями и охристо-красными песчаными глинами, на песчаниках, конгломератах, гравелитах — продуктами дезинтеграции пород: галька выветрелая, цемент оглинен (белесые), лишь иногда накладывается красновато-бурая, охристо-желтая окраска. Нет никаких оснований даже предполагать, что яркая красная окраска (элювия) является вторичной. На дезинтегрированные породы мезозоя ложатся галечники, по простирацию переходящие в серые, желтовато-серые глинистые пески с линзами и прослоями желтовато-розовых отмытых песков. В верхней части изредка встречаются линзы красноцветных тяжелых супесей и суглинков. Выше лежат буровато-серые пески с линзами красноцветных грубых тяжелых суглинков. Мощная линза красноцветных отложений встречена только в верхней части разреза палеолоджины, ниже по разрезу красноцветы выпадают. На буровато-серых слоистых песках лежат покровные буро-серые пылеватые бесструктурные пески и супеси с нечеткими горизонтами слабогумусных погребенных почв. Красно-бурые отложения залегают на глубине 1,5–3 м от поверхности педимента, в который врезана ложбина; верхняя часть красно-бурого "горизонта" и буровато-серые пески де-

формированы (криодислокации). Между покровными песками и супесями и ниже железистой пачкой иногда встречаются линзы отмытых сыпучих параллельно-слоистых, полого-косослоистых песков, выполняющих ложбину, врезанную в слоистые буро-серые пески и пачки с линзами красноцветов. Найденные костные остатки по степени изменения костного вещества неотличимы от позднеплейстоценовых, хотя среди подъемных костей на конусах выносов оврагов встречаются и более сильно минерализованные. Красноцветы здесь накопились в результате переотложения дезинтегрированных мезозойских красноцветных алевролитов и аргиллитов.

Таким образом, хотя красноцветность — очень характерный признак для средне-позднеплиоценовых отложений, могут быть встречены и более молодые породы с этим же признаком. Поэтому при анализе распространения разрезов III типа, представленных или только красноцветными, или красноцветными, и какими-либо перекрывающими их другими отложениями, чтобы избежать путаницы, учитывалось следующее:

а) на площади должны отсутствовать докайнозойские толщи с широким участием в них красноцветных образований;

б) на смежных участках или в пределах одной морфоструктуры должны быть наблюдения над кайнозойскими химическими корами выветривания и продуктами ближайшего их переотложения с приобретенной при переотложении красной окраской;

в) в пределах морфоструктуры должны присутствовать датированные по фаунистическим остаткам разрезы, в которых участвуют и красноцветные отложения (последние могут быть и немymi). Но и в этом случае нельзя учесть некоторые характеристики красноцветов, по которым их относят к верхнему плиоцену: минеральный состав глин, обызвесткованность отложений. Эти характеристики отсутствуют в описаниях разрезов скважин. Ряд фактов заставляет предполагать, что часть красноцветов еще древнее. По ряду скважин в Иволгинской, Усть-Джидинской и других впадин красные (красная, коричнево-красная, буро-красная, красновато-серая) глины, тяжелые супеси, суглинки чередуются с черными (черно-бурая, темно-серая, коричнево-серая, пепельно-серая, зеленовато-серая окраска) глинами, тяжелыми супесями, суглинками и развиваются за их счет. В этих ситуациях обычно глины бескарбонатны. Появление разностей с красным оттенком в одних случаях обусловлено изменением окраски в процессе переотложения, а в других — красный цвет первичный, обусловленный составом выветриваемой породы. Первое отражает процесс размыва элювиальных глин в условиях сезонного увлажнения, сопровождающегося пептизацией окислов железа, которые придают осадку очень устойчивый красноцветный облик. Смена климатических условий, изменение растительного покрова может, видимо, вести и к изменению первичной окраски элювиальных глин склонов долин и водоразделов, плакоров, к их покраснению. В ряде разрезов скважин (I, II, У I, IX и отчасти III и IV типы) среди нижних элементов толщ широко представлены серые глины, серые глины с единичными валунами, а в средней или верхней частях толщ появляются красноцветы. Особенно показательны разрезы, где серые глины достигают мощности до 100 м, а красноцветные отложения имеют малую мощность. Вот несколько примеров (разрезы сверху вниз; мощность в м).

Хилок-Чикойская впадина (с запада на восток).

Скважина в с. Бурдуны ("подошва Бурдунской гряды"):

- 1) глина красная, песчаная (0–2 м);
- 2) глина серая с валунами эффузивов (2–37 м);

3) мезозойские эффузивы.

0,5 км севернее с. Бурдуны:

- 1) супесь серая (0-2);
- 2) красно-бурая плотная глина, внизу песчаная, местами включения дресвы и галек (2-18,4);
- 3) галечники, щебни (18,4-22);
- 4) выветрелые "оглиненные" граниты (22-52).

с. Эдуй, МТФ:

- 1) мелкозернистый песок (0-7);
- 2) глина серая (7-62).

с. Окино-Ключи, маслозавод:

- 1) разнозернистый песок с галькой (0-10);
- 2) суглинок со щебнем и валунами (10-120);
- 3) мезозойские песчаники (120-200).

Долина р. Еланка, от с. Елань на север около 5,6 км:

- 1) буровато-серая супесь (0-1,7);
- 2) желтый мелкозернистый песок (1,7-5,7);
- 3) песок с галькой (5,7-43,0);
- 4) глина серая (43,0-47,5);
- 5) мезозойские песчаники.

Восточная окраина с. Шизага, первая терраса р. Киреть:

- 1) суглинок со щебнем (0-5);
- 2) гравийно-галечные отложения (5-16);
- 3) глина с валунами и галькой (16-95);
- 4) пепельно-серые глины с галькой (95-139) (не добурена).

5 км к северо-западу от с. Бичура:

- 1) серый суглинок (0-1,5);
- 2) гравийно-галечные отложения с разнозернистым песком (1,5-20);
- 3) глина темно-зеленая с валунами (20-65);
- 4) базальты (65-90).

Центр с. Шибертуй:

- 1) красный суглинок (0-3);
- 2) красные щебнисто-валунные отложения с песком (3-20);
- 3) черная сланцеватая глина с отдельными валунами (20-73);
- 4) мезозойские конгломераты, алевролиты.

Халой, в 10 км западнее с. Окино-Ключи:

- 1) песок светло-желтый со щебнем (0-2);
- 2) валуны в серой глине (2-32);
- 3) мезозойские осадочные породы (32-98).

Кижингинская впадина

Юго-западная окраина с. Кижинга:

- 1) левая супесь со щебнем (0-4);
- 2) темная (?) глина с валунами, на глубине 60 м - красно-серая (4-100);
- 3) мезозойские алевролиты и песчаники (100-125).

3 км южнее с. Кижинга:

- 1) серый среднезернистый песок (0-8);
- 2) пепельно-серая глина с валунами (8-75);
- 3) мезозойские аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками (75-16)

4,5 км юго-западнее с. Эдэрмык:

- 1) глина серая с редким щебнем (0-30);
 - 2) мезозойские аргиллиты, перемежающиеся с песчаниками.
- Серые глины есть в разрезах Кудунской, Тугнуйской и Шаралдайской

Юго-западная окраина с. Шаралдай:

- 1) супесь (1-6);
- 2) бурая песчаная глина (6-13);
- 3) валуны (13-21);
- 4) галечник с мелкими валунами (21-27);
- 5) крупные валуны (27-29);
- 6) глина (29-31);
- 7) галечник с мелкими валунами (31-33);
- 8) крупные валуны (33-35);
- 9) галечник (35-40);
- 10) серая глина со щебнем (40-50).

6 км западнее с. Цолга, пойма:

- 1) валунные галечники (0-23);
- 2) валуны в темно-серой глине (суглинке) (23-79);
- 3) мезозойские андезиты (79-107).

Важно, что разрезы подобного типа есть и вне впадин. Так, в долине р. Чикой, в с. Хутор (Шарагол) скважина вскрыла:

- 1) суглинок желто-серый (0-4);
- 2) гравийно-галечные отложения (4-12);
- 3) глина темно-зеленая с валунами (12-59);
- 4) палеозойские гранодиориты (59-100,5).

Кроме разрезов, в которых отмечаются мощные слои серых и красных глин с валунами, существуют разрезы, в которых валунные глины, согласно описаниям, окрашены в разные цвета: серый, бурый, коричневый, желтый, темно-желтый. Не менее многочисленны разрезы, в которых слои валунных глин переслаиваются или включают в себя линзы галечников, песков. Приведу еще несколько примеров (разрезы сверху вниз, мощность в м).

Чикой-Хилокская впадина

В 1 км севернее центра с. Хаяны:

- 1) песчано-гравийные отложения (0-10);
- 2) глины с прослоями гальки и гравия (10-30);
- 3) валунно-галечные отложения с прослоями глин (30-40);
- 4) крупнозернистые граниты (40-103).

Подножие южного склона Заганского хребта (около 5 км северо-северо-западнее с. Окино-Ключи):

- 1) почва (0-0,2);
- 2) дресва, щебень с суглинком (0,2-5,3);
- 3) глина темно-желтая с песком и галькой (5,3-19,5);
- 4) глина серая с песком и гравием (19,5-25,7);
- 5) глина бурая с прослоями крупнозернистого песка, гальки и гравия (25,7-36,1) (скважина не добурена до пород коренного ложа).

Удинская впадина

5,6 км юго-западнее ст. Онохой:

- 1) песок разнозернистый светло-желтый с мелкой галькой (0-89,6);
- 2) глина (89,6-89,8);
- 3) вулканическое стекло (? А.-О.), темно-зеленое (89,8-91,8);
- 4) коричневая жирная глина (91,8-93);
- 5) щебнисто-гравийные отложения с песчаным заполнителем (93-103);
- 6) глина коричневая песчаная с галькой (103-106);
- 7) песок разнозернистый со щебнем и дресвой (106-136);
- 8) глина буро-коричневая (136-151);
- 9) песок серо-желтый со щебнем и гравием (151-159);
- 10) глина буровато-коричневая (159-177);
- 11) щебнисто-дресвяные отложения с песком (177-180);

- 12) глина темно-серая песчаная с гравием и дресвой (180-191);
- 13) песок темно-желтый с гравием и дресвой (191-197);
- 14) глина желтовато-коричневая, жирная с дресвой и щебнем (197-208) (скважина до пород коренного ложа не добурена).

Еще один подобный разрез по скважине, пробуренной с поверхности левобережного высокого террасовидного увала р. Уда, 1,2,3 км северо-северо-восточнее с. Заиграева (описание сверху вниз, мощность в м):

- 1) песок крупнозернистый серо-желтый (0-34,2);
- 2) суглинок темно-серый (34,2-36,2);
- 3) песок разнозернистый (36,2-62,5);
- 4) щебнисто-гравийные отложения с песчаным заполнителем и прослоями глины (62,5-102);
- 5) песок темно-желтый среднезернистый с прослоями глины мощностью до 1 м (102,0-156,1);
- 6) глина темно-серая, вязкая, местами сильнопесчанистая с дресвой и щебнем гранитов (156,1-170,8);
- 7) песок крупнозернистый темно-желтый с гравием и щебнем (170,8-178,4);
- 8) глина плотная бурая со щебнем гранитов (178,4-181,3);
- 9) песок желтый среднезернистый (181,3-186,0);
- 10) глина коричневая (186,0-188,2);
- 11) мезозойские конгломераты (188,2-191,2);
- 12) песчаники (191,2-230,0).

Аналогичные разрезы есть в бассейне р. Уда и вне Удинской впадины (район Новой Бряни, ст. Горохон и др.). Нужно подчеркнуть, что, когда в разрезах есть красно- и сероцветные глины, красноцветные чаще всего лежат выше "серых" (Новая Брянь, с. Бурдуны, район с. Шарагол, падь Кундой на южном борту Иволгинской впадины и многие другие места). Из-за неполноты документации скважин "пускать в обращение" все использованные при анализе 890 описаний разрезов скважин в настоящее время не имеет смысла, нужна сверка документации с сохранившимся керном, изучение микрофоссилий и т.д., но это одна из забот будущих исследований и подготовки монографического описания погребенных кайнозойских толщ. Возможно, из-за качества документации изучение погребенных толщ с их сложным строением и неясными взаимоотношениями оставляется до лучших времен, так как любые построения на основе данных такого качества будут взяты под сомнение или, хуже того, будет обвинен сам исследователь в недобросовестности. Скорее всего, по этой причине, кроме погребенных галечников в долинах Селенги, Уды, Чикоя, считавшихся плейстоценовыми (средне- и позднеплейстоценовыми /Базаров, 1968; Антропогеновые отложения..., 1964; Равский, 1972/) или эоплейстоценовыми /Лаврентьев, 1966; Базаров и др., 1969/, редко отмечают отложения более древние, чем красноцветы (миоплиоцен /Нагорья..., 1974, с. 75/). И.Э. Равский и др. в Чикой-Хилокской впадине описывают эоплейстоценовую (? А.-О.) пестроцветную толщу, выходы которой они наблюдали у юго-западной окраины д. Кули, у д. Катаево, с. Новоникольск, д. Сухой Ручей, а также в разрезе скважины у горы Малый Кумын: "... среди пестроцветных отложений четко выделяются две разновидности пород, отличающиеся своими литологическими особенностями и происхождением: 1) тонкое переслаивание глин светло-серых, серых, темно-серых, желтых и лиловых с песчаными прослойками также ярких тонов; 2) пески и песчаники с мелкой, хорошо окатанной галькой, окрашенные в белый, ярко-желтый или желтые цвета. Отмечаемая тонкая слоистость глин позволяет судить об озерном происхождении отложений, отно-

симых к первой разновидности. Вторая разновидность, представленная более грубыми породами - песчаниками и песками с галькой, среди которых присутствуют иногда косослоистые пачки, относятся, вероятно, к осадкам озерно-аллювиального генезиса. Наблюдаемые в разрезах взаимные переходы пород указанных разновидностей позволяют считать их одновозрастными /Антропогеновые отложения..., 1964, с. 171/. У с. Новоникольского отложения пестроцветной толщи перекрываются слоистой красно-бурой и темно-коричневой глиной с прослоями светлых, почти белых глин - типичными, по мнению Э.И. Равского и др. (с. 170), красноцветными образованиями Западного Забайкалья. В приведенном ими описании разреза у с. Новоникольского нет используемой при доказательстве синхронности образования "пестроцветной" толщи и нижнеэоплейстоценовых красноцветов и перемежаемости галечников с красно-бурым цементом ("галечник охристый") и пестроокрашенными глинами (с. 171). В этом случае можно однозначно говорить о более молодом возрасте красноцветов. Природа похожести красноцветных глин и охристых галечников может быть самой разной. И, по-моему, в данном случае группа Э.И. Равского оказалась в плену сложившегося у них мнения о синхронности охристой толщи Тункинской впадины с красноцветами Западного Забайкалья.

В этом отношении интересны выделяемые Д.Б. Базаровым ниже - среднеплиоценовые (позже как "среднеплиоценовые" /Базаров и др., 1976/) сине-зеленые карбонатные глины, накапливавшиеся в эпоху семигумидного климата /Базаров, 1968, с. 156/ и залегающие под отложениями тологуйской свиты. П.И. Налетов /1961/ приводит описание разреза с "серыми" валунами глинами карьера Ипподромовского месторождения кирпичных глин в окрестностях г. Улан-Удэ. В основании высокой стенки карьера выходят зеленовато-серые глины, содержащие крупные хорошо окатанные валуны лейкократовых гранитов. На серых глинах задегают бурые и красные глины комковатого сложения (мощностью 1-1,5 м). На размытую поверхность последних (с угловым несогласием в 10° и более) ложатся слоистые суглинки мощностью 3-4 м, которые местами в свою очередь перекрываются рыхлыми галечниками мощностью 5-8 м /Налетов, 1961, с. 237/.

По сериям скважин можно видеть, что "серые" валуновые глины по laterали переходят в толщи переслаивающихся глин, глин с включениями галек, с прослоями галечников и песков. Красноцветы неоднородны как по своей природе, так и по времени образования. Нет нужды искать какой-то не существующий сейчас тип красноцветной железистой коры выветривания, как это предполагал Н.А. Логачев /Нагорья..., 1974/, для объяснения причин образования красноцветных отложений Забайкалья. Есть более простой вариант: рассматривать красноцветные образования, с одной стороны, как результат размыва обычных кор химического выветривания, материал которых был окрашен в серые, кремовые и белые цвета разных оттенков, а в районах развития эффузивных пород основного состава и в красные, и перетолжения в определенных климатических условиях /Антощенко-Оленев, 1975, с. 31-40/. При такой постановке вопроса, а она не противоречит фактам, видимо, можно найти среди погребенных сероцветных толщ потерянные звенья между меловыми и верхнеплиоценовыми отложениями в Селенгинском среднегорье. Здесь хотелось бы обратить внимание на толщи во впадинах байкальского типа, датируемые миоценом и плиоценом, для которых характерно значительное участие серых разного оттенка глин, перемежающихся с прослоями песков, песчаников. Интересно было бы их сравнить по таким показателям, как участие в строении толщ основных литологических разновидностей пород, минеральный состав, диагенетические изменения

и так далее. Одно различие ясно и теперь: отсутствие углей в погребенных толщах среднегорья и присутствие их в Прибайкалье. Но может ли это исключать синхронность их образования? Различные палеоландшафтов, в которых накапливались сероцветные песчано-глинистые, глинистые толщи в Прибайкалье и Селенгинском среднегорье, можно показать на примерах. Оно сводится к существованию низких и средних гор, окружавших относительно узкие межгорные понижения — рельеф современного Селенгинского среднегорья и обширной предгорной заболоченной равнины — палеорельеф современного Прибайкалья.

Под толщами сероцветных (а в определенных условиях и красноцветных бескарбонатных) глин и более молодых (?) красноцветных "мусорных" глин в ряде разрезов лежат отмытые мелкие галечники малой мощности. Являются ли они частью сероцветной или иной толщи, сформированной в других условиях? Сейчас трудно ответить на этот вопрос. Хотя возникает желание сравнить их с охристыми галечниками террасовидного увала нагорной части г. Улан-Удэ, где на них, по Д.Б. Базарову, лежат зеленовато-серые элювиальные глины, перекрытые в свою очередь красноцветами с фаунистическими остатками, однообразными выявленным в красноцветах разреза горы Тологой.

В пределах предгорного шлейфа южного борта Иволгинской впадины светло-серые, иногда слабо обохрененные, галечники занимают ограниченное место в разрезе. Причем первое знакомство с ними было очень неожиданным, так как в описании опорного разреза эоплейстоцена горы Тологой и интерпретации палеонтологических данных нельзя было увидеть продолжительного перерыва между временем формирования красноцветной и палео-серой толщ. А здесь мощная (до 60 м) аллювиальная, пролювиально-аллювиальная толща ложится между красноцветными и палео-сероцветными отложениями, причем на многих участках красноцветы полностью смыты и гравийные пески, галечники ложатся непосредственно на докайнозойские породы. Абсолютные высоты погребенного тальвега долины с сероцветным аллювием близки высотам погребенного тальвега р. Селенга в одном створе. Перерыв между накоплением палео-серой делювиально-пролювиальной толщи и сероцветным аллювием также не мал, судя по резкому изменению мощности галечников, что, несомненно, связано с размывом аллювиальной толщи.

Эти наблюдения открывают новые возможности интерпретации разрезов скважин. Но прежде рассмотрим ряд фактов, ставящих под сомнение глубокое средне-позднеплейстоценовое врезание рек Селенгинского среднегорья, исключая участки "ненормального" развития речных долин (нарушения продольных профилей излияниями базальтов, формированием мощных шлейфов). Сначала покажу распределение мощностей заведомо позднеплейстоценовых отложений по долинам Кижинги и Иволги. При анализе дна долины Кижинги от Вознесенки до с. Кижинга, т.е. в пределах Кижингинской впадины, было установлено /Антощенко-Оленев, 1972, 1977/, что поверхность дна долины сохранила следы русел с позднего плейстоцена до современности, при этом дно долины практически не террасировано. Последнее обстоятельство давало в свое время повод считать дно долины целиком современным, формирующимся в результате новейшего прогибания дна впадины с выстиланием его современными отложениями /Базаров, 1968/. Верхний плейстоцен представлен серыми, буровато-серыми разнозернистыми песками с гравием и галькой, гравием, переслаивающимися с тонкозернистыми глинистыми песками с линзами желтовато-серых среднезернистых песков, отложения подвергнуты мерзлотным деформациям. Современные отложения пред-

ставлены пылеватыми песками с линзами гравия и гальки, желтовато-серыми песками с линзами гравия и гальки, а также коричнево-серыми гумусированными супесями. В разрезах часто отмечаются илы. По буровым данным мощность отложений сходного литогенетического типа колеблется в пределах первого десятка метров (обычно до 3-5 м), а ниже идут отложения "пестроцветной" толщи. В результате миграции русла реки днище выстилалось разновременным аллювием, перекрывая размываемую древнюю глинистую толщу.

Современное русло Иволги приурочено к днищу Иволгинской впадины. Древнее русло Иволги, выполненное сероцветными, слабо обохрененными промытыми песками и галечниками, накопившимися после тологойских красноцветов, было погребено под мощными отложениями предгорного шлейфа южного борта Иволгинской впадины, а водоток был вынужден мигрировать на север, где выстелил маломощными (от 1,5 до 11 м) галечниками, глинистыми песками широкое дно впадины. Водоток не смог значительно углубить дно впадины, и вследствие этого во многих пунктах практически на одном с молодыми отложениями уровне лежат элювиальные глины, сформировавшиеся на мезозойских породах, и делювиально-пролювиальные красноцветные отложения.

Но как Иволга, так и Кижинга — реки небольшие, а есть ли что-нибудь похожее на описанное выше в долинах более крупных рек, таких как Уда и Хилок? Например, на участках, где их русла могли более или менее свободно мигрировать по поверхности, т.е. опять нужно обратить внимание на участки речных долин, приуроченных к полям развития мезозойских осадочных толщ. По долинам рек Хилок и Уда после накопления левобережных мощных песчаных толщ реки врезались севернее, и подошва галечников лежит выше подошвы рыхлой толщи, которая венчается песчаными отложениями. Судя по распределению мощностей в поперечных разрезах долин, не только подошва галечников лежит выше подошвы более древних накоплений, но и на ряде участков новый врез отделен коренным водоразделом от древнего. Это наблюдается в районе ст. Онохой (рис. 12, профиль 7-8), с. Малый Куналей. Мощности рыхлых на таких участках достигают по р. Хилок 38 м, а по р. Уда — 45 м. Если ориентироваться на современные мощности перечисленных выше водотоков, то различия мощностей отложений и соответственно глубин врезов хотя и значительны (у малых рек они примерно в 4 раза меньше), хорошо объясняются разной "работоспособностью" рек. То есть врез реки, мигрирующей в сторону от древнего тальвега на коренное ложе, после формирования песчаных толщ колеблется от 10 до 45 м (в зависимости от характеристик водотоков).

Максимальной величине вреза (45 м), видимо, будет соответствовать и врез по долине Селенги, но здесь молодые отложения вложены в древние. Эти величины можно принять условно для разбраковки описаний разрезов буровых скважин первой группы (типы XIV, XVI, XVII) и отчасти второй (тип XV). Применить сейчас иные способы при интерпретации этих типов разрезов скважин в поперечных речных долинах, в эпигенетических участках долины Селенги нельзя. Близкие литогенетические типы значительно разновременных осадков в разрезах без палинологических, минералогических и прочих характеристик еще долго будут оставаться немymi. А то, что эти разрезы включают разновозрастные элементы сходного литогенетического типа, можно видеть на примере скважин в долинах Итаны и Селенги (данные И.Н. Резанова). Такую величину вреза все-таки трудно представить без оживления тектонических процессов, без значительной активизации тек-

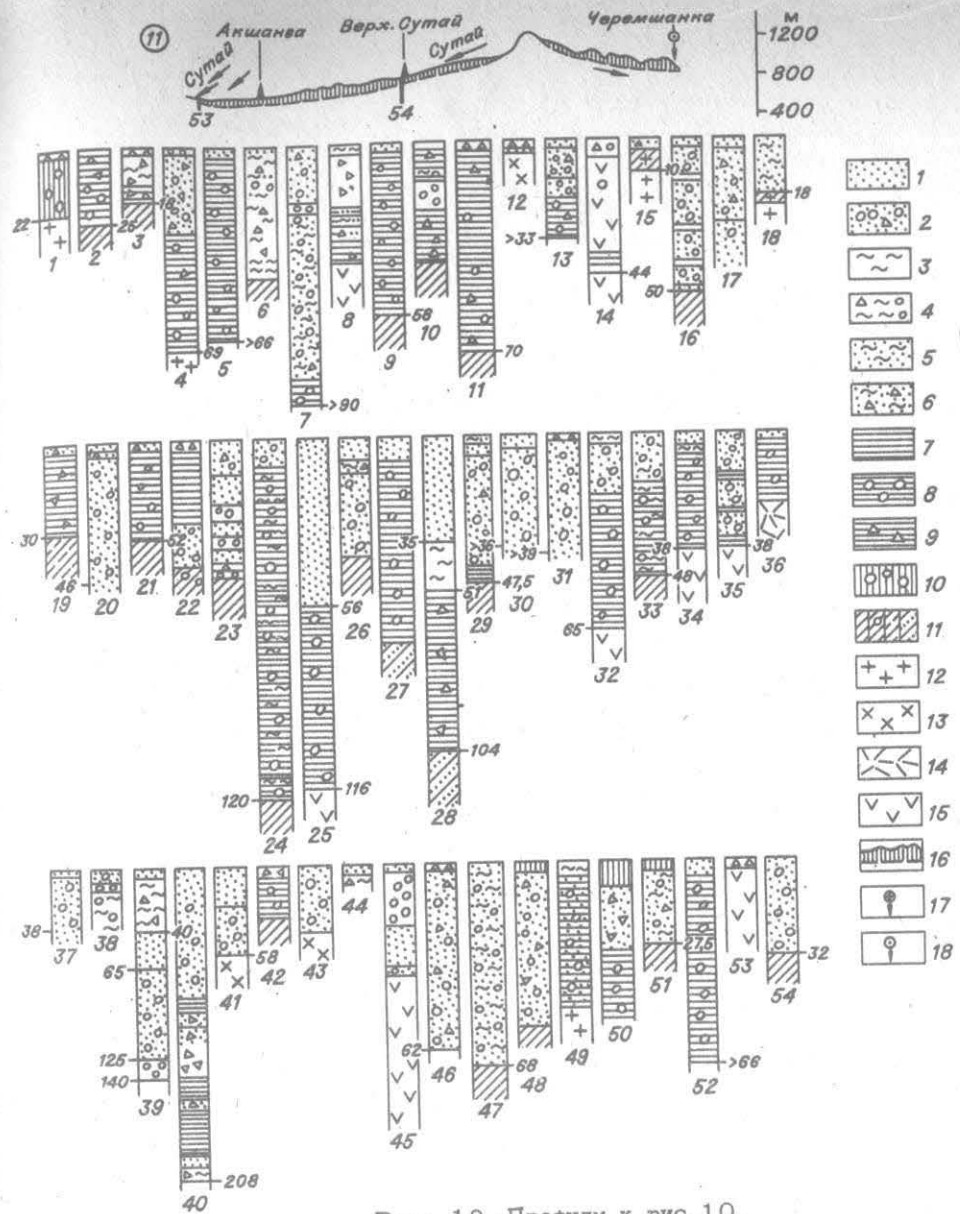
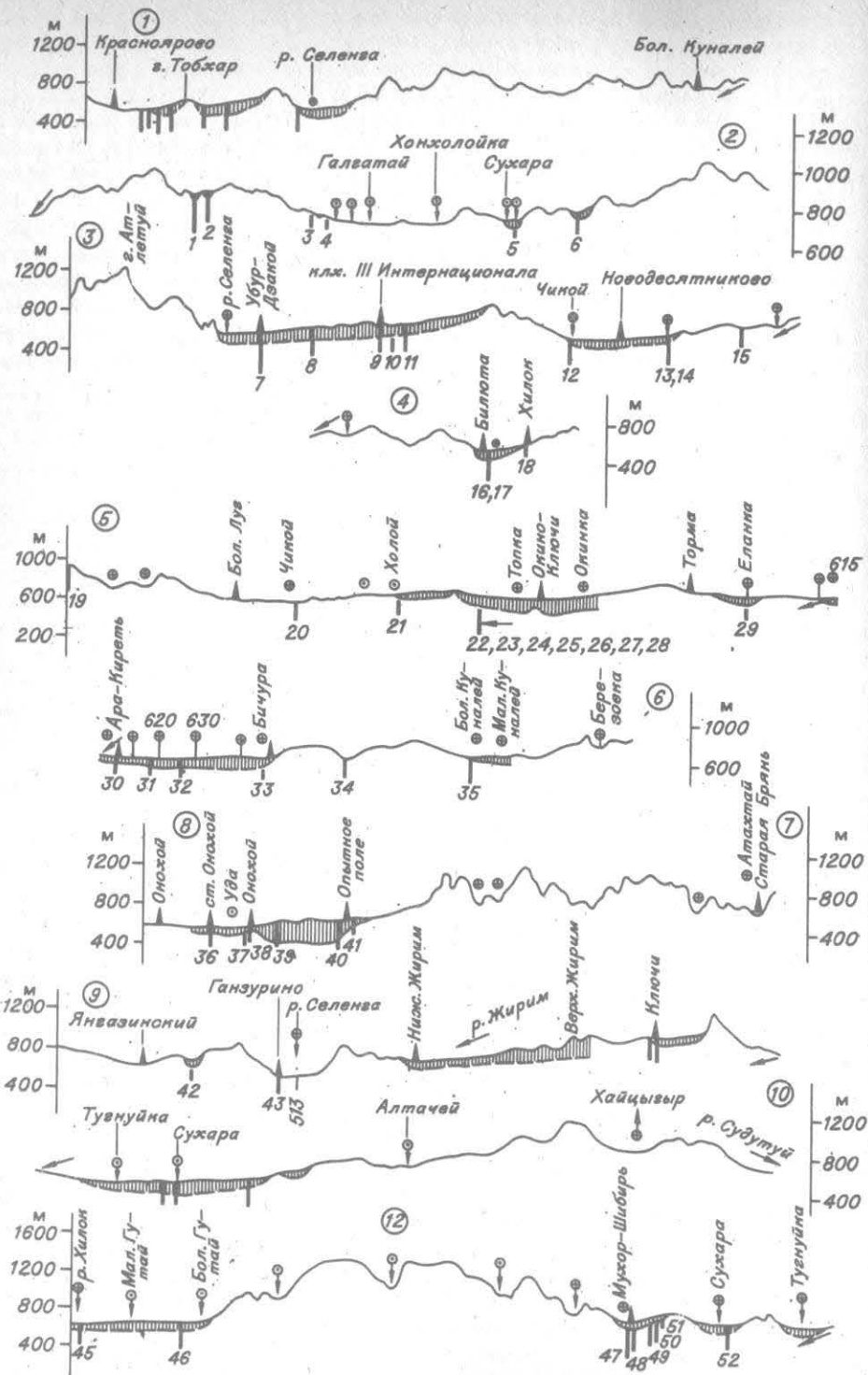


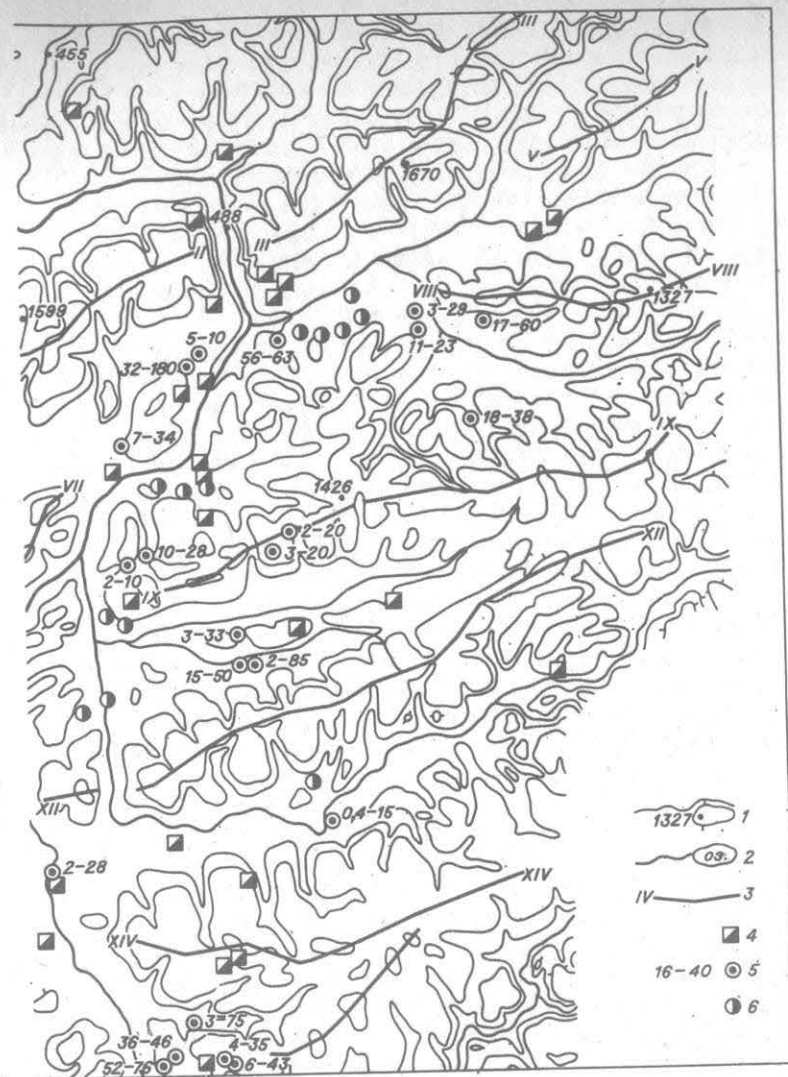
Рис. 12. Профили к рис. 10.

1 - пески; 2 - галечники, пески с галькой и щебнем; 3 - суглинки; 4 - суглинки со щебнем, галькой, галечники с суглинистым заполнителем; 5 - супеси; 6 - супеси со щебнем, галечники с супесчаным заполнителем; 7 - глины; 8 - глины с валунами; 9 - глины со щебнем; 10 - валунные суглинки, супеси; 11 - мезозойские аргиллиты, хлизолиты, алевролиты и песчаники; 12 - граниты; 13 - сиениты, сиенито-диориты; 14 - кислые эффузивы и их туфы; 15 - базальты; 16 - условный знак кайнозойских толщ на профилях, когда не приведен их разрез; 17 - течение реки в направлении от зрителя; 18 - то же - на зрителя.



Рис. 13. Распространение красноцветов и рельеф. В качестве масштаба 1:1

1 - изогипсы рельефа; 2 - реки и озера; 3 - осевые линии хребтов, оврагах, дорожных выемках, мелких ямах, карьерах), хождений показана по данным Э.И. Равского и др. /Антропогенные отложения..., 1964/; 4 - выходы красноцветов на дневную поверхность (вблизи расположенные, показаны одним знаком (часть местонахождений..., 1964/); 5 - краслы от дневной поверхности, второе - глубина залегания подошвы перенесены со схемы Э.И. Равского и др. /Антропогенные отложения..., 1964/). Хребты: I - Приморский, II - Хамар-Дабанский, UI - Хамбинский, UII - Моностой, UIII - Мухор-Дабанский, XIII - Бутэлийн-



основы использована физическая учебная карта Бурятской АССР 000 000 (1973).

бтов; 4 - выходы красноцветов на дневную поверхность (вблизи расположенные, показаны одним знаком (часть местонахождений..., 1964/); 5 - краслы от дневной поверхности, второе - глубина залегания подошвы перенесены со схемы Э.И. Равского и др. /Антропогенные отложения..., 1964/). Хребты: I - Приморский, II - Хамар-Дабанский, III - Улан-Бургасы; IU - 'Мал. Хамар-Дабан, U - Курла, IX - Цаган-Дабан, X - Джидинский, XI - Боргойский, XII - Нуру, XIV - Малханский.

также более свидетельствует о климатической аккумуляции в течение длительного времени (эпохи аридизации климата). В периоды увлажнения слабые водотоки верховьев поперечных рек и ручьев не могли перерабатывать накопившийся в результате длительного сноса со склонов делювиальный и пролювиальный материал. Развитие оврагов иногда приводило к локальным врезам до 30–40 м, но они только подчеркивают, что профиль тальвегов круче формирующегося постоянным водотоком, а короткие эпохи увлажнений давали систему ступеней, обусловленных врезом и выносом материала на одном участке долины и накоплением на смежном, что приводило к некоторому выполаживанию профиля, но до конца не трансформировало его в нормальный при новых условиях. Такие, по существу, сильно оторванные от базисов эрозии участки долин развивались автономно, но в то же время и в них происходило формирование комплексов террас, подобных комплексам террас в долинах крупных рек. На них не могли оказывать влияния общие "эпейрогенические" колебания земной коры. Селенгинское среднегорье – довольно стабильный в тектоническом отношении регион, где вертикальные движения смежных горных массивов и межхребтовых понижений практически не достигали таких величин, чтобы начиналось оживление эрозионных процессов, полное или частичное откапывание древнего скульптурного и образование нового скульптурного рельефа. Такие условия, по имеющимся данным, встречаются вне пределов Селенгинского среднегорья, но и там они часто проявлены в довольно узкой полосе вдоль резко выраженных неотектонических уступов.

IV. ПРИРОДА И ВОЗРАСТ МОЩНЫХ ПЕСЧАНЫХ И СУПЕСЧАНЫХ ТОЛЩ

Эти толщи имеют такое широкое распространение, что постоянно привлекали и привлекают сейчас внимание исследователей разных специальностей. Существует ряд мнений о происхождении и возрасте песчаных толщ. Чтобы не перечислять фамилий исследователей и их воззрений на природу этих толщ, отошлю читателя к работам Э.И. Равского и др. /Антропогенные отложения..., 1964/, Д.Б. Базарова /1968/, Э.И. Равского /1972/, где необходимый обзор сделан. Свои представления мне не удавалось показать в том виде, как хотелось бы, так как во всех случаях, когда рассматривалось Западное Забайкалье в целом, приходилось выступать в коллективе авторов, которые не хотели выносить полемику на суд читателей. А так как доказательства ни у кого из нас не были достаточными, то многие спорные элементы просто исключались. Наибольшее число исследователей поддерживают мнение об озерной природе песчаных толщ. При этом естественно супесчаные толщи (слои) или вообще не принимаются во внимание (В.А. Обручев, В.В. Ломакин, Н.В. Думитрашко, В.В. Белоусов и др.), или же предполагается, что они формировались в другое время. При определении природы толщ обычно ссылаются на типы слоистых текстур в них, на характер их распространения. Приведу только аргументацию, которая наиболее полна, в последней работе Э.И. Равского /1972/. Доказательством озерного происхождения песков он считает: 1) наличие в толще горизонтальной и параллельной тонкослойистой текстуры (мощность прослоев от нескольких миллиметров до 5–7 см, максимум – 10 см), на фоне основной слоистости развита "волнистая, косая и линзовидная микрослойистость" (с. 113); 2) од-

нородность гранулометрического состава в вертикальном разрезе; 3) широкое аспространение песков на междуречьях (до 600–800 м над ур.м) и во впадинах. Некоторые особенности их распространения, по-видимому, объясняются влиянием неотектонических движений (на с. 109 есть весьма красноречивая оговорка о влиянии неотектоники на высокое залегание песков в современном рельефе).

Мнения о речном происхождении песков придерживались В.В. Белоусов, А.А. Малаевкин, Б.А. Максимов и др. Наиболее прочно аргументировал эту версию Д.Б. Базаров /1968/, его поддерживает А.В. Кожевников (1973 г.), хотя Д.Б. Базаров же отметил полигенность песчаных толщ. Кстати, высказанные последним серьезные возражения относительно озерного генезиса толщ песков сторонники озерной гипотезы оставили без ответа /Равский, 1972/. Привлекает в рассуждениях Д.Б. Базарова то, что, рассматривая распространение песчаных и супесчаных толщ, он ищет объяснение, учитывая конкретную обстановку. Он обращает внимание, что во впадинах, не дренируемых крупными реками, песчаные отложения отсутствуют (кривоярская свита). Например, пески неизвестны в Боргойской, Гусиноозерской, Верхне-Оронгойской, Ноёхонской, Киранской, Тугнуйской, Верхнеудинской, Итанцинской и других впадинах. "Распространение песков кривоярской свиты в межгорных впадинах, дренируемых реками, а также по речным долинам является самым важным доводом, говорящим в пользу аллювиального генезиса известной, если не значительной, части песков кривоярской свиты. Тесная связь песчаных отложений с основными реками исключает, по мнению авторов, возможность выделения в них преимущественно озерных или склоновых фаций, как это делают некоторые исследователи" /Базаров, 1968, с. 58–59/.

Кроме аллювиальных песков, Д.Б. Базаров говорит о песчаных отложениях "мелких" и "мелководных" проточных, преимущественно подпорных, озер, предполагая активный рост межпадинных перемычек и горных хребтов. Им отмечаются также эоловые и пролювиальные песчаные отложения. В полемическом задоре, правда, Д.Б. Базаров упускает целый ряд фактов, которые не позволяют принять его вывод о происхождении песчаных толщ в целом. Ниже, при рассмотрении распространения песчаных толщ, постараюсь показать это на примерах. Возражения Д.Б. Базарова против пролювиального происхождения этих толщ, которое предполагает В.Н. Олюнин /1961/, в какой-то части наивны: "Мощная толща кривоярских песков не могла образоваться только за счет отложений конусов выноса еще и потому, что горные хребты в эпоху накопления песков были ниже, чем сейчас. При таком рельефе, несмотря на тектонические опускания впадин, практически невозможно предполагать образование мощных (100–200 м) толщ, состоящих исключительно из отложений конусов выноса" /Базаров, 1968, с. 60/. Наивны эти возражения тем, что, определяя характер и время активизации неотектонических движений *a priori*, он забывает об этом и говорит о них, как о доказанном.

Ссылки на неотектонические движения делаются большинством исследователей и получается порочный круг: неотектонику привлекают для объяснения аномальных явлений в ряду предполагаемо нормальных. Попробую это пояснить. Сторонники как озерного генезиса песков, так и речного, полигенного, при оценке используют слоистые текстуры, характер изменения гранулометрического состава, но выводы даже при анализе одних и тех же разрезов различны, т.е. признаки, по-видимому, конвергентны, и использовать их для доказательств не имеет смысла. Сторонники отнесения песча-

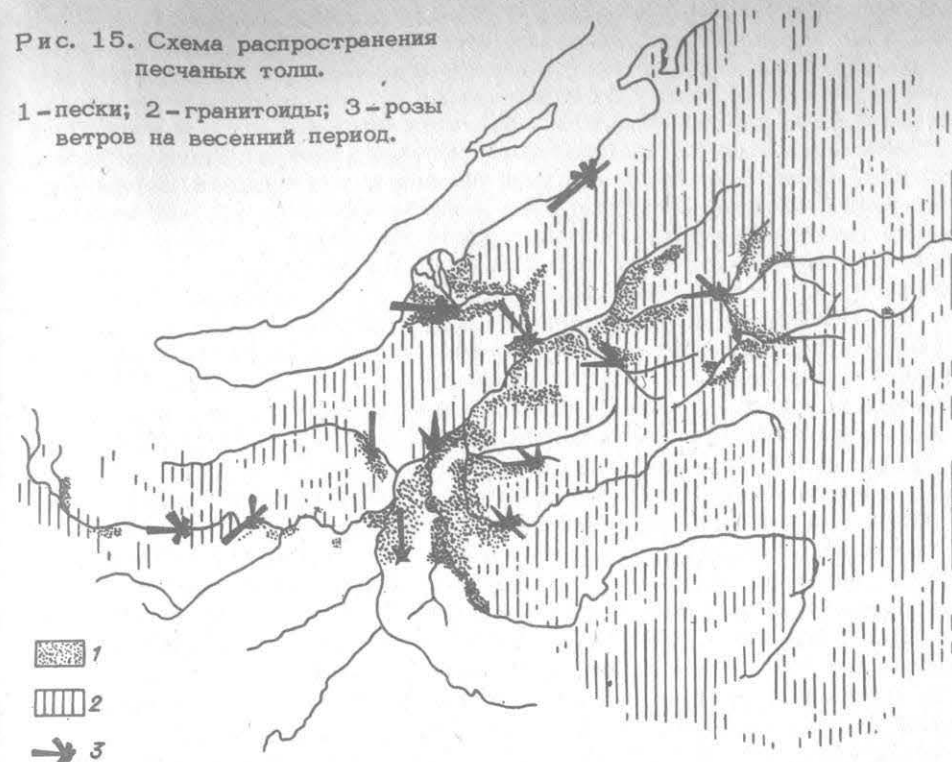
ных отложений к озерным исходят из того, что горизонтальное залегание слоев должно ограничивать площади их распространения как по вертикали, так и по латерали, но они наблюдают на каких-то участках, что пески поднимаются гораздо выше каких-то, по их мнению — нормальных, отметок. Следует вывод о значительных неотектонических деформациях. Подобное происходит и с Д.Б. Базаровым. Его рассуждения о невозможности отнесения к пролювию мощных песчаных толщ уже приводились. Симптоматично, что хотя он иррационально и не говорит о возможной конвергенции признаков, по которым определен генезис толщ, но оперирует для доказательства своего мнения в основном другими данными.

С самого начала надо четко определить: 1) существует ли связь песчаных толщ с литологией субстрата в местах их накопления или на каких-то участках, откуда они транспортировались; 2) всегда ли песчаные толщи приурочены к долинам средних и крупных рек или хотя бы к участкам пересечения крупными реками межгорных впадин; 3) какие факторы могли влиять на теперешнее распространение песчаных толщ. Только при тщательном изложении фактов о распространении мощных песчаных и супесчаных отложений будет видно, насколько приемлемы перечисленные выше гипотезы происхождения песчаных толщ. Не менее важно понять: не смешиваются ли в кировской свите разновременные накопления песчаных отложений, так как в большинстве случаев палеонтологическое обоснование явно недостаточно для однозначного суждения о возрасте конкретных толщ. И последнее. Судя по распределению мощностей рыхлых толщ и характеру деформации их коренного ложа (см. рис. 10, 12, 13), нет никаких оснований предполагать ни инверсии впадин, в которых якобы накапливались озерные осадки или аллювиальные песчаные отложения, ни смещения зон опусканий к северу, северо-западу, что предполагается некоторыми исследователями для Селенгинского среднегорья. Это наиболее стабильный в тектоническом отношении район, который граничит с зоной относительно активного проявления новейшей тектоники. Поэтому требуется определить и максимальное относительное повышение дна долин при накоплении аллювиальных песков, и причины, вызвавшие аккумуляцию.

Итак, рассмотрим распределение песчаных и супесчаных отложений. Обратимся к схеме (рис. 15), на которой показаны площади распространения гранитоидов и отдельно других групп пород, площади распространения песков и розы ветров на весенний период. Хотя, как это подчеркивает Д.Б. Базаров /1968/, песчаные накопления приурочены главным образом к долинам крупных рек и участкам пересечения ими межгорных впадин, но они довольно обычны и по долинам рек с малым и средним водосбором (среднее течение р. Кижинга, южный склон долины; нижнее течение р. Сухара и пади, открывающейся в нее с юга; бассейн рек Куйтунка и Тарбагатайка; нижнее и среднее течение р. Итанца; долина р. Илька). В то же время по долинам рек Джиды и Темника, гораздо более крупным, чем долины Сухары и Куйтунки, значительного распространения песчаных толщ нет. В долине Темника песчаные отложения появляются на участке несколько выше, а главным образом — ниже устья Удунги и приурочены к правому склону долины Темника, ориентированной здесь субмеридионально. Пески затопливают водоразделы правобережной части горного массива, расположенной ниже устья правого притока Темника р. Иро, пересекая который долина Темника открывается в Гусиноозерскую впадину. Левобережная часть этого массива хорошо отпрепарирована, а маломощные рыхлые овражные образования встречаются только по тальвегам распадков. Более мощные отложения, представленные грубыми супесями со щебнем, дрсесвой, слагают шлейф у его подножий.

Рис. 15. Схема распространения песчаных толщ.

1 — пески; 2 — гранитоиды; 3 — розы ветров на весенний период.



По долине Джиды песчаные толщи получают относительно широкое развитие в нижнем течении, а в среднем и верхнем встречаются только спорадически. Площади распространения песков здесь в основном совпадают с расширениями долины и приурочены только к правобережью. В ряде пунктов мощные пески встречены на участках максимального сужения долины (правый склон ниже Укырчалона; между с. Нарын и с. Хулдат и др.). Меньшее распространение песчаных толщ в этой долине до какой-то степени может быть объяснено относительно малым распространением в бассейне Джиды гранитоидов.

В бассейне ряда других рек (Уда, Кижинга, Итанца и прочие), в долинах которых широко распространены пески, гранитоиды занимают большие площади. Особенно хорошо выражена зависимость распространения песчаных отложений от состава субстрата в водосборных бассейнах водотоков, выносящих наносы в Гусиноозерскую, Тугнуйскую, Боргойскую и некоторые другие впадины. Четвертичные пески распространены в них мало, характеризуются меньшей сортированностью, значительной примесью щебня, дресвы, глинистых частиц. Состав наносов в этих впадинах предопределен составом продуктов разрушения мезозойских и палеозойских эффузивных пород.

В других случаях песчаные отложения являются транзитными. Даже тогда, когда в бассейне данной реки отсутствует подходящий комплекс пород (гранитоиды и близкого к ним состава метаморфические породы), песчаные отложения широко распространены, и нужно искать местоположение источника и способ транспортировки песчаного материала в этот бассейн. Ряд на-

блюдений позволяет с уверенностью говорить о гранитоидах как о практически единственном источнике больших масс песчаного материала. Но прежде рассмотрим некоторые данные об изменении гранулометрического состава четвертичных отложений. Предшествующие им верхнеплиоценовые отложения представлены "мусорными" глинами, глинистыми песками. Залегающие выше их отложения имеют преимущественно песчаный состав. Таков погребенный аллювий (гравийные пески, мелкие галечники, пески, валунные различные галечники), лежащий между красноцветной и палево-сероцветной толщами. Выше — ранне- и среднеплейстоценовые пески, пылеватые пески, супеси. Повсеместное погрубение материала наносов начинается в конце среднего — начале позднего плейстоцена /Базаров, 1968; Антошенко — Оленев, 1972/. В конце позднего плейстоцена преобладает грубый материал, он же характерен и для современных отложений: разные галечники, валунные галечники, реже пески, причем последние более характеризуют (вместе с супесями, суглинками) пойменный аллювий. Можно, конечно, объяснить такое изменение состава изменением тектонической активности региона, активизацией роста горных хребтов, усилением врезания рек и т.д., но это логическое рассуждение должно быть проверено с помощью перебора других возможных причин, оценивая варианты по всему комплексу фактов.

Размерность транспортируемого водными потоками материала зависит от их мощности и состава обломочного материала, поступающего в них со склонов. Характер обломочного материала на одном и том же типе пород будет меняться в зависимости от типа выветривания или климатической обстановки. Энергия водных потоков определяется размерами потоков, продольными уклонами их ложа. И к примерно одинаковым результатам может привести действие маловодного потока с крутым продольным профилем и многоводного с более пологим профилем ложа. Условия накопления песчаных толщ в большей части характеризуются аридным климатом.

Особенно хорошо это доказывает тологойским разрезом, разрезами по Джде, где в осадках выявлены сухостепные и степные спорово-пыльцевые спектры, где гистограммы гранулометрического состава осадков имеют два четко выраженных пика, показывающих низкую сортированность осадков. Преобладание песков, когда в их толще встречаются линзы грубообломочного материала только вблизи коренных склонов, породы которых дают крупнообломочный элювий, должно в большей степени предопределяться распространением достаточно мелкообломочного материала в областях сноса. Это подтверждается широким развитием дресвяных структурных кор выветривания на большинстве гранитоидов. Климатические условия формирования таких кор выветривания на гранитоидах отличаются от климата гольцов и предгольцовых релюксов, где на этих же гранитоидах в современном гольцовом поясе и на участках с реликтовым гольцовым рельефом преобладают грубообломочные мерзлотные коры выветривания и только на некоторых участках умеренно крутых хорошо прогреваемых склонов в этой зоне образовался дресвяный элювий. Следовательно, структурная дресвяная кора является предшественницей кор перигляциальных условий эпох оледенений, когда границы гольцов понижались, а структурный дресвяный элювий перекрывался глыбовым курумом. Примеры этого можно найти как близ осевой части хребтов Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и др., так и в нижних частях склонов. В ряде случаев разрезы склоновых образований похожи на слоеный пирог, в котором дресвяный элювий перекрыт глыбовым коллювием, в верхней части разреза тоже выветрелым до дресвы и перекрытым грубыми супесями и суглинками со щебнем и дресвой, которые в свою очередь перекрыты глыбовым коллювием

(веровья р. Ангир, хр. Улан-Бургасы). И, скорее всего, это явление не местное, характерное для Забайкалья, а более широкое, так как песчаные отложения в первой половине плейстоцена распространились и в Западной Сибири, и на Дальнем Востоке, и в Монголии.

Хотя основная часть песчаных толщ так или иначе приурочена к долинам крупных рек, встречаются они и в мелких. Например, площадь водосбора р. Куйтунка почти в два раза меньше водосбора р. Тугнуй, пески широко распространены в первой и практически отсутствуют во второй. Есть небольшие песчаные массивы в бассейне р. Убукуя (Гусиноозерская впадина), в бассейне р. Ичетуй (нижнее течение), в Итанцинской впадине и т.д. Среди впадин, характеризующихся отсутствием песчаных толщ, Д.Б. Базаров /1968/ перечисляет Боргойскую, Гусиноозерскую, Верхне-Оронгойскую, Ноёхонскую, Киранскую, Верхнеудинскую, Итанцинскую и др. Причем некоторые из впадин причислены к этой группе по недоразумению. Итанцинская уже упоминалась выше, в ней на левобережье нижнего течения Итанцы пески широко развиты и поднимаются высоко по склону. П.И. Налётов /1961/ указывает на мощные песчаные отложения в Киранской впадине. В других основной причиной отсутствия типичных для первой половины плейстоцена песчаных толщ является состав пород субстрата в их водосборном бассейне, а не параметры водных потоков. Предварительный вывод о распространении песчаных толщ таков.

1. Пески отлагались по долинам крупных транзитных рек, вдоль которых они распространены повсеместно, независимо от состава пород на участке долины.

2. Во впадинах, в бассейне которых широко распространены гранитоиды, а площади водосборов отдельных водотоков достаточно велики, абсолютные высоты междуречий близки к 1200 м (до 1400 м, т.е. до нижней границы, где фиксированы многочисленные реликтовые гольцовые формы рельефа), пески присутствуют обязательно.

3. Во всех прочих случаях, когда в бассейнах впадин преобладают метаморфические породы, эффузивы, разновозрастными песчаными отложениями являются суглинки, супеси, щебни, глыбовые отложения.

Но эти выводы еще не учитывают ряда фактов, характеризующих размещение песчаных толщ. Первый из них: песчаные толщ в большинстве случаев приурочены к склонам северной и северо-западной экспозиции. На это обстоятельство обращали внимание многие исследователи, но самое раннее упоминание об этом, с которым я знаком, принадлежит Л.И. Прасолову /1927/. Вот что он говорит по этому поводу: "Пески, как правило, во многих случаях распространены по одной стороне долин (Тугнуйская, Селенга у Селенгинска и др.). Располагаются на склонах, обращенных к северо-западу, т.е. в сторону господствующих здесь ветров. На параллельных ветру грядках и долинах пески покрывают обе стороны хребтов". Позднее подобное отмечал и В.В. Белоусов (1932 г.), говоря о расширении границ песков Кривого Яра в результате эоловой деятельности. Они продвигались, по его мнению, на юг, покрывая северный склон хр. Цаган-Дабан, засыпая его мощным покровом.

Подобные сведения приводятся и в одной из работ Д.Б. Базарова и А.Д. Иванова /1957/: "Песчаные и супесчаные отложения нередко поднимаются на склоны и вершины гор, занимая довольно высокое положение (до 150–300 м) над днищем долин и падей. Так, мощные пески отмечены на хребтах: Худунском, Цаган-Дабан, Заганском, Бугутуйском (на абсолютной высоте 900–1100 м), Калиновом, на отрогах Боргойского, Джидинского,

Малханского и др." (с. 16). В этой же работе было высказано мнение, что эоловые песчаные отложения, которые поднимаются на водоразделы, образовались за счет "древних песчаных массивов" террас 15-, 25-, 35-метровой высоты по р. Чикой, 30-метровой по р. Селенга, 40-метровой в устье р. Итанца, 25-30-метровой по р. Хилок и т.д.

Эоловые формы рельефа широко распространены на больших участках территории, начиная от поверхности днищ долин и впадин, где развиты песчаные отложения, и кончая центральными частями междуречий. Наряду с закрепленными грядовыми песками, барханными грядами, барханами во многих пунктах известны движущиеся песчаные массивы. Иногда они занимают очень большие площади. Так, например, в междуречье Чикоя и Хилка точнее "... горы Большой Кумын на границе Кударинского и Бичурского аймаков находится обширная область песков, совершенно оголенных и развываемых в настоящее время. Местные жители называют ее Манхан Элесу (Большой песок). Площадь этих песков составляет около 1 000 га. Они здесь постоянно наступают на окружающие их леса, засыпая деревья до самой вершины" /Базаров, Иванов, 1957, с. 43/. Высота гряд, барханов достигает 10-25 м. Близ этого массива, южнее его, широко распространены закрепленные барханы и барханные гряды, в понижениях между которыми в ряде случаев образовались озера глубиной более 5 м (по словам местных жителей, - более 20 м) при ширине и длине порядка сотен метров. Этот пример показывает, что в толще эоловых отложений могут быть обычные и озерные, и пролювиально-аллювиальные отложения. Мощность эоловых отложений в междуречье Хилка и Чикоя достигает 40-60 м, а на северо-западном склоне хр. Бугутуй (северо-западнее г. Кяхты) - 100 м (?). Приведенные данные показывают, что деятельность ветра в одних случаях могла привести к перемещению первично аллювиальных песков высоко на склоны, сопрождаемому значительным увеличением мощности, а в других - значительно уменьшить первичные площади их распространения и мощности. Такое перераспределение песков хорошо может объяснить широкое их развитие в бассейне р. Куйтунка, на левом склоне р. Сухара и в других местах. Возможно, это одна из причин появления песчаных толщ на склонах в участках сильного сужения долин рек Селенга, Чикой, Хилок.

Прежде чем высказать некоторые другие суждения, приведу более конкретное описание распространения песчаных отложений, взяв два участка территории в виде полос: 1) от Хамбинского хребта через Гусиноозерскую впадину и Моностойский хребет на стрелку рек Хилок-Селенга и далее по долине р. Хилок до устья р. Тугнуй, добавив описание левого склона р. Сухара; 2) северный борт Иволгинской впадины - Ганзуриинский кряж (восточнее с. Иволга) - долина р. Селенга - ст. Саянтуй.

На отдельных участках в осевой части Хамбинского хребта сохранились реликтовые формы гольцового рельефа; юго-восточный склон хребта до неотектонического уступа, ограничивающего с северо-запада дно Гусиноозерской впадины, моделирован в склоновый мелкосопочник, выработанный на мезозойских вулканогенных и интрузивных (гранитоиды) породах. Днище Гусиноозерской впадины образовано рядом расположенных на разной высоте фрагментов эрозийных педиментов и позднеплейстоценовыми и голоценовыми слиявшимися конусами выноса, наземными дельтами, селевыми выносами. Материал грубый (галечники, валунные галечники с супесчаным или грубым суглинистым заполнителем). Вдоль северо-западного борта впадины только в двух пунктах есть песчаные отложения. Первый пункт расположен в 7 км северо-северо-западнее колхоза им. Тельмана. Песчаные отложения прислонены к склону горы и поднимаются до 100-170 м над дном.

Они прорезаны густой сетью оврагов. Второй - в 5 км северо-западнее Среднего Убукуна в пади Жаргалантуя. Кроме того, южнее Селенгинской РТС и с. Арбузова Д.Б. Базаровым отмечено, что песчаные отложения слагают увал, возвышающийся более чем на 200 м над урезом Гусиноозера. Они были установлены при буровых работах Гусиноозерской геологоразведочной партии. Это желтовато-бурые, ржаво-бурые, сильно ожелезненные крупнозернистые, грубые песчаные отложения с тонкими прослоями мелкого гравия и окатанных галек (до 3-4 см в поперечнике). Мощность песчаной толщи - 50-70 м. Д.Б. Базаров /1968/ предполагает аллювиальную природу песчаных отложений этого местонахождения. По положению (?) в рельефе и внешним признакам он сравнивает их с окристой свитой и датирует плиоценом - ранним эоплейстоценом.

Большинство увалов здесь сложено мезозойскими осадочными породами, что, не зная формы тел, образованных песчаными отложениями, в лучшем случае позволяет предполагать выполнение ими глубокого лога (другое предположение высказано в гл. II). Такие мощности рыхлых отложений в долинах разного порядка обычны и могут быть приурочены к их разным участкам. В покровных отложениях увалов, обращенных к Казенному пруду и долине р. Убукун, мною встречены ветрогранники. Склон хр. Моностой северо-западной экспозиции покрыт маломощными супесями и суглинками. Покровные супеси и суглинки обычны и на поверхностях увалов, наклоненных в сторону Загустайской равнины. На юго-восточном, восточном склоне Моностой аллохтонного покрова рыхлых отложений практически нет, многочисленны выходы коренных пород. Вблизи долины Селенги в падах, расчленяющих склон Моностойского хребта, широко развиты долинные педименты, площадь, занятая шлейфами, мала. Роль делювиально-пролювиальных шлейфов в строении днищ палей возрастает в средней и вершинной их частях. Особенно широко они распространены по падам северо-восточного простирания и вдоль подножий склонов северо-восточной экспозиции распадков, вытянутых в юго-восточном направлении. Здесь пески, похожие на пески кривоарской свиты, отсутствуют.

Макроскопически отложения, распространенные в этой части Моностойского хребта, подобны пылеватым пескам, супесям ранне- и среднеплейстоценового шлейфа северного склона Ганзуриинского кряжа и позднеплейстоценовым отложениям большого ряда местонахождений. Пески типа кривоарских появляются только на правом склоне долины Селенги. В сужении долины близ пос. Черемухово пески слагают террасовидный уступ высотой около 50 м. На склонах по падам, расчленяющим правобережье Селенги, они поднимаются до 130-150 м относительно ее уреза. На стрелке Хилка и Селенги пески отсутствуют, скульптура склонов - "мелкосопочник", развиты педименты. В 7-10 км выше по течению (южнее) пески уже занимают значительную площадь в междуречье Хилка и Селенги. Они обычны на хр. Барском в пределах полосы шириной 5-7 км от дна долины р. Хилок (достоверно до 3,5-4 км от берега). Пески здесь поднимаются высоко на горные склоны, но в отличие от песчаной толщи междуречья Хилка и Селенги они менее мощны. В устье Тугнуя правобережная 10-12-метровая терраса Хилка сложена преимущественно песками. На ее поверхности многочисленны дефляционные котловины. По южному борту Тугнуйской впадины, близ долины Хилка, пески значительной мощности распространяются на северо-северо-западный склон Заганского хребта до 25 км от дна впадины. При движении на восток ширина полосы распространения песков на склоне Заганского хребта сокращается до 9 км, а примерно в 45 км от долины Хилка она

сходки на ней. При этом меняется состав песчаных отложений за счет возрастания роли пыли. Еще далее на восток развиваются отложения существенно супесчаного состава. Так, например, нижняя часть южного борта Сухаринской впадины закрыта мощным шлейфом супесей.

Нужно отметить еще одну любопытную деталь: до появления широких участков развития песков в междуречье Хилка и Селенги левый склон долины Хилка характеризуется развитием шлейфов, а на правобережном склоне этого участка Селенги шлейфов нет, всюду отпрепарированы коренные выходы, и только по тальвегам падей – ложковый аллювий. Такое распределение рыхлого материала наиболее просто объясняется действием ветрового потока. На этом участке преобладают ветры северного направления, а склон долины Селенги и водораздельная линия междуречья ориентированы на северо-восток, северо-северо-восток.

На втором участке характер распространения песчаных отложений таков. Северный склон морфологически выраженной Иволгинской впадины расчленен серией рек и ручьев, стекающих с южного склона хр. Хамар-Дабан. Существенно песчаных отложений в них нет. Дно Иволгинской впадины на большей части представляет собой эрозионный педимент, перекрытый мало-мощными аллювиальными галечниками, реже песками, илами, болотными образованиями. Реки южного склона Хамар-Дабана, выходя на дно впадины и разгружаясь от наносов, формируют обширные плоские конусы выноса и наземные дельты, главным образом галечные, валунно-галечные. Мощности рыхлых отложений на дне впадины малы – от 1,5 до 12 м, хотя южнее с. Иволгинска, где установлено закопанное древнее русло пра-Иволги, достигают 40 м. По-видимому, такой мощности толщи "древнего" аллювия должны быть прослежены и от устьев долин рек Гурульба, Красноярка. Южный борт Иволгинской впадины – северный, северо-северо-западный склон северо-восточной части Ганзуринского кряжа с мощным шлейфом у его "подножия". Относительные высоты осевой части кряжа и его отрогов над крайней шлейфа и днищами падей меняются от 50 до 175 м, увеличиваясь в юго-западном направлении. Превышения кряжа над педиментами, шлейфами и террасами в долине Селенги составляют 150–350 м. Значения длин горизонтального заложения северного и южного коренного склонов кряжа близки – 1–1,5 км. Ширина предгорного шлейфа северного склона меняется от 1 до 5 км. Относительные высоты поверхности шлейфа над поймами Селенги и Иволги колеблются от 20–30 до 140–160 м. Анализ материалов бурения, ВЭЗ позволяет говорить, что под кайнозойскими отложениями предгорного шлейфа погребен денудационно-эрозионный низкорельеф. Эрозионные долины разного порядка, расчленяющие северный склон кряжа, открываются в долину пра-Иволги, впадавшей в Селенгу южнее горы Тологой. Вершины останцовых гор Тобхар и Тобхар-Обо являются высшими точками вытянутой с запада на восток 7-километровой гряды, отделяющей врез пра-Иволги от современной долины Иволги (морфологически четко выраженного дна Иволгинской впадины). Коренное ложе аллювия пра-Иволги располагается ниже коренного ложа современной Иволги на 50–70 м. Высота гряды над погребенным тальвегом пра-Иволги меняется от 70 до 250–260 м. Шлейф сложен палево-серыми делювиально-пролювиальными, пролювиальными, эоловыми и другими генетическими типами отложений (пылеватые пески, супеси). Поверхность его прорезана падами и осложнена "бессточными" котловинами. Под палево-серой толщей погребены плоские линзовидные тела (максимальная мощность около 25 м) красноцветных отложений, приуроченных к подножиям северного склона Ганзуринского кряжа и его отрогов, останцовых гряд, и аллювиальные светло-серые обохренные гравийные пе-

ски галечники пра-Иволги, выполнившие эрозионный врез в красноцветных отложениях и коренном ложе. Красноцветная и палево-сероцветная толщи выходят в эрозионном уступе урочища Тологой (высота уступа до 30 м). Палево-сероцветная толща делится на две /Антропогенные отложения..., 1964; Базаров, 1968/. В нижней (2 м ниже кровли) выделен погребенный почвенный горизонт, окрашенный в красновато-бурый цвет. Абсолютные высотные отметки погребенной красновато-бурой, красно-бурой почвы, установленной в разрезах скважин, таковы (м): 514 и 527 (два горизонта), 586 и 592 (тоже); 577 и 582 (тоже), 544 и 553 (тоже), 538 и 542 (тоже), 336, 540. Относительные превышения между низшими и высшими точками верхней погребенной поверхности красновато-бурой почвы равны 35–50 м, т.е. размах первичной неровности предгорного шлейфа достигал примерно тех же величин, что наблюдаются и на современной дневной поверхности. Мощность части палево-сероцветной толщи, лежащей ниже нижнего красновато-бурого горизонта, колеблется от 10 (район горы Тологой) – 30 м (склон и дно Тобхарской "бессточной" котловины) до 65 м (на перемычке между Тобхарской и Тобхар-Обонской котловинами). Мощность верхней части палево-сероцветной толщи на межкотловинных перемычках в среднем составляет 50–70 м, на дне котловин – менее 30–40 м, в разрезе горы Тологой – около 10 м. Облик и состав осадков, слагающих палево-сероцветную толщу предгорного шлейфа, очень мало меняется. Для них характерны палево-серая, буровато-серая окраска, низкая сортированность материала. Это супеси, пылеватые пески с примесью дресвы и гравия, которые близ коренных гряд сменяются более грубыми отложениями: наряду с пылеватыми песками, супесями здесь появляются щебни и дресвяные пески.

Северный склон Ганзуринского кряжа (левый склон долины Селенги) крутой. Рыхлые отложения распространены неравномерно, по отдельным распадкам они достигают больших мощностей. В общем же преобладающее развитие имеют скульптурные поверхности: многочисленны скальные обрывистые склоны, широко распространены и пологие, субгоризонтальные. В большей части отложения грубообломочные (щебневые, глыбовые) с заполнением из карбонатизированной супеси. Довольно обычны селевые выносы. Так, например, между д. Колобки и горой Бык на поверхностях педиментов сохранились валунно-глыбовые бордюры селевых потоков. Наибольших мощностей рыхлые толщи достигают на участках, где на гребне кряжа есть широкие седловины. При этом максимум мощности достигается при минимальной площади водосбора распадка. Кроме того, по крайней мере в верхней и средней частях таких же падей, в составе отложений преобладают пески. И чем ближе к вершине распадка, тем в толще осадков больше песков.

Дно долины Селенги занято поймой. Правый склон начинается отмершим эрозионным уступом высотой 20–30 м, ограничивающим наклонную площадку террасовидного увала, сложенного песками. Эти пески внешне подобны относимым к кривоярской свите. К тыльному шву увал повышается до 80–120 м. Поверхность его расчленена падами, осложнена дефляционными котловинами и аккумулятивными эоловыми формами рельефа. Шпильковидные дюны и эоловые гряды поднимаются на коренные склоны. В результате распадки поверхности увала на отдельных участках эоловые гряды и дюны "оживлены". Ширина увалов в суженной части долины достигает 1,5 км. Песчаные гряды иногда перегораживают распадки правого склона долины Селенги. Последнее особенно ярко выражено несколько севернее рассматриваемого участка: между пос. Силикатным и с. Вахмистровом. Здесь отдельные ложбины, выработанные в пролювиальной толще песков, слагающих высокий увал между двумя останцовыми горами, на устьях закрыты песчаными дю-

нами и грядами, которые образовались в результате выдувания песков из эрозионного уступа, образованного при подмыве шлейфа Селенгой. Размеры образовавшихся замкнутых котловин не очень велики по сравнению с "бессточными" котловинами на шлейфе северного склона Ганзуриинского кряжа, но могут оказаться ключом к разгадке происхождения последних.

Детальное изучение строения предгорного шлейфа северного склона Ганзуриинского кряжа дало очень любопытные данные, касающиеся истории его формирования. Вот некоторые выводы, сделанные на их основе. Различные мощности рыхлых отложений в пределах днищ котловин (до 75–90 м) и на перемычках между ними (до 180 м) в большей части объясняется изначальной неравномерностью накопления наносов на разных участках шлейфа. Рельеф, фиксированный раннеплейстоценовой погребенной красновато-бурой почвой, в общих чертах похож на современный рельеф дневной поверхности расположением положительных и отрицательных элементов. В створах современных котловин и падей и прежде были понижения – долины водотоков, стекавших с северного склона Ганзуриинского кряжа. Материал, слагающий предгорный шлейф, не мог образоваться в таком объеме за счет разрушения кряжа, так как находки красноцветов на его склонах, водоразделе, по тальвегам падей, малые изменения крутизны склонов при переходе их под отложения шлейфа, малая ширина педиментов на уровне тыльной закраины шлейфов скорее свидетельствуют о незначительном разрушении кряжа за период формирования шлейфа. Подобная ситуация характерна, между прочим, для многих других участков, где развиты мощные толщи песков и супесей (правобережье Джиды от с. Петропавловка до устья; Хилокская впадина в районе с. Хаяны; долина Селенги южнее и юго-восточнее ст. Кордон и т.д.). Вероятным источником материала, попавшего в шлейф, могла быть аллювиальная равнина на дне Иволгинской впадины. Из отложений наземных дельт, конусов выноса рек и ручьев, стекавших с Хамар-Дабана, выдувались песок и пыль, выпадавшие затем из ветрового потока при встрече с препятствием – кряжем. Этот золотый материал смылся со склонов и, перемещиваясь с небольшим количеством местного, поступал в шлейф. Такой вариант формирования отложений шлейфа подсказывают результаты гранулометрических анализов: пыль и мелкий песок (фракции мельче 0,25 мм) в большинстве проб составляют 80% общего веса, при колебании их содержания в пробах от 70 до 90%. Содержание пыли (фракции мельче 0,05 мм) меняется от 10 до 40%. Отложения отличаются низкой сортированностью.

Вариант природной обстановки того времени должен отвечать таким требованиям: 1) отложения на аллювиальной равнине были доступны для извлечения из них песка и пыли ветрами (обильный твердый сток с Хамар-Дабана с выносом большого количества мелкообломочного материала, который не успевал закрепляться на значительной площади растительностью); 2) в пределах северного склона кряжа формировались временные или постоянные потоки достаточной мощности. По данным Э.И. Равского и др. /Антропогенные отложения..., 1964/ и Д.Б. Базарова /1968/, нижняя ("средняя палево-серая") толща накапливалась в условиях степных, лесостепных ландшафтов с участием липы, дуба и лещины. Рошши монгольского дуба сейчас известны в Приаргунье (годовая сумма осадков около 400 мм), вообще же для листопадных лесов из липы, дуба и лещины необходим равномерный ход атмосферных осадков (годовая сумма 500–600 мм), среднегодовая температура не ниже -1°C , в лесостепи это – участки, где сумма атмосферных осадков незначительно меньше потенциальной испаряемости. Сейчас же здесь годовая сумма осадков менее 300 мм, причем основное их количество вы-

падает за июль–август. Верхняя толща формировалась в условиях безлесных ландшафтов (значительное участие полыни). Представления о существовании перигляциального климата во время накопления верхней части палево-серой толщи должны быть так скорректированы, чтобы находки скорлупы яиц *Struthio sp.* в верхней части толщи были также объяснимы. По-видимому, климат этого времени в пределах Иволгинской впадины должен характеризоваться теплым сухим летом с периодическим увлажнением и холодной малоснежной зимой и достаточным количеством атмосферных осадков в верховьях рек, стекающих с Хамар-Дабана.

Напрашиваются два вывода: 1) песчаные отложения, похожие на отложения кривоарской свиты, связаны с достаточно многоводными реками, такими как Джиды, Темник, Убукун, Удунга, Хилок, Чикой, Уда, Кудун, Кижинга и Селенга; распространение их в сторону от долин названных рек является следствием деятельности ветра; 2) песчаные отложения типа отложений предгорного шлейфа северного склона Ганзуриинского кряжа обусловлены в основном переотложением временными и маломощными постоянными водотоками, склоновым смывом выпадающих из ветрового потока пыли и мелкого песка, извлеченных ветром из отложений наземных дельт и конусов выноса быстро разгружающихся от обломочного материала горных и полугорных рек (исходный материал плохо сортирован). Подчеркну одну деталь: распространение песчаных толщ на подветренных склонах горных сооружений совпадает с понижениями водораздельных линий (глубокие седловины, оконечности гряд, хребтов и т.д.).

Гипотеза В.Н. Олюнина об эоловом и пролювиальном происхождении мощных песчаных толщ наиболее приемлема при истолковании природы песчаных увалов, поднимающихся высоко на наветренные склоны горных хребтов. Сходные взгляды были высказаны А.И. Москвитиным в 1940 г. Аналогичные ситуации распространения песчаных толщ в Ингодино–Читинской депрессии привели к таким же выводам Б.В. Рыжова /1966/. Его наблюдения привожу здесь. Пески на склонах хр. Черского, обрамляющего Ингодино–Читинскую депрессию с юго-востока, слагают шлейф в виде почти сплошной каймы шириной от 0,2 до 1 км. Шлейф опирается на поверхность IY надпойменной террасы высотой 80 м над урезами рек Ингода и Читинка. Разница отметок тыльной закраины шлейфа и поверхности IY террасы на расстоянии 0,5–1 км составляет 50–100 м, но иногда песчаные отложения "поднимаются" до водоразделов и лежат на высоте 350–400 м над Ингодой. Крутизна поверхности шлейфа меняется от 3–6 до $10-14^{\circ}$. Шлейф делювиально-пролювиальный. Нагорная часть шлейфа сложена неслоистыми и параллельно-линзовидно-слоистыми (наклон слоев 2–3, до $10-14^{\circ}$) песками с прослоями суглинков и суглинистых щебней. В отложениях шлейфа он отмечает также тонкую параллельную и линзовидную слоистость (с наклоном слоев вниз по пади под углом 3° , слойки нередко изогнуты), косую слоистость с уклоном тонких слоев до $10-20^{\circ}$ в отдельных пачках. Транспорт песчаного материала из аллювиальных отложений на склон он предполагает ветровым потоком. "Отсутствие крупных дефляционных котловин на IY террасе может быть истолковано тем, что дефляция песков террасы осуществлялась во время их формирования, при котором выдувание компенсировалось речной аккумуляцией песков" /Рыжов, 1966, с. 195/.

Последнее его замечание особенно важно. Без синхронного процесса нельзя объяснить и формирование иволгинского шлейфа и песчаных шлейфов в долине Уды, Хилка, Куйтунки и в других местах. Именно шлейфов! В противном случае, если предполагать, что на всю мощность эти толщи сложе-

ны озерными отложениями и аллювием крупных рек, то превышение тальвегов долин на конечной стадии формирования толщ над тальвегами долин на начальной стадии накопления песков составляет 150 м (такова максимальная мощность песков в Западном Забайкалье), а над современными урезами — в среднем 100–120 м. Возникает вопрос: почему в долинах притоков, многих межгорных впадинах, которые не изолированы от долин крупных рек и днища которых лежат гораздо ниже 100–120-метровых уровней смежных участков, нет мощных синхронных пескам отложений? Например, Гусиноозерская впадина связана с Темником и Селенгой; Боргойская — с Джидой и притоком Темника Иро и так далее, где практически нет песков кривоярской свиты. Можно сравнить площади водосборов водотоков, впадающих в эти впадины, и водотоков, стекающих с южных склонов хребтов, на которых нет песков, с площадями водосборов рек и ручьев, стекающих с северных склонов хребтов, на которых пески обычны, но в этом нет объяснения, так как среди них много рек с одинаковыми параметрами бассейнов и водотоков. Кстати Д.Б. Базаров, доказывая, что не существовало крупных озер в Западном Забайкалье, использовал такой довод: во впадинах нет мощных озерных осадков, а они должны были бы появиться, так как речная система в таком виде уже существовала во время формирования песчаных толщ; если озерные отложения мощны и широко распространены в речных долинах, то они должны быть и во впадинах. Но он мог бы спросить себя: "Если в бассейне Селенги все давно взаимосвязано, то почему же во впадинах не накопились мощные толщ осадков, синхронные песчаным толщам?"

Наиболее серьезным доводом в пользу существования высокого уровня дна долин в среднем плейстоцене является указание на существование высоких террас врезания, сформированных при размыве песчаных толщ /Базаров, 1968/. Но морфология "террас врезания", которые считаются речными эрозионными образованиями, такова, что их происхождение вполне можно объяснить как результат дефляции на линзах, слоях пролювиальных галечников, которые довольно обычны в разрезах песчаной толщ близ коренных склонов, особенно близ массивов пород, отличных по характеру элювия от интрузивных. Находки галек III–IV классов окатанности в толще также не могут быть доказательством ее речного происхождения. Например, в разрезе делювиально-пролювиальных дресвяных глинистых песков урочища Кундой (правобережье Джиды, близ с. Михайловка) гальки попали в толщу за счет размыва аллювия 80-метровой скульптурной (эрозионной) террасы. При этом песчаная толща залегает в таком месте, которое на большей части изолировано от долины Джиды высоким коренным цоколем 80-метровой террасы и водораздельной грядой /Антощенко–Оленев, 1966/. Скульптурные террасы разной высоты с маломощным чехлом галечников или высыпками галек отмечают по Селенге, Итанце и другим рекам Д.Б. Базаров /1968/ и И.Н. Резанов (устное сообщение).

Другое противоречие. Отложения по большинству опорных разрезов малы по мощности, но, судя по фаунистическим и палинологическим данным, они образовались за продолжительный промежуток времени /Антропогенные отложения..., 1964; Базаров, 1968; Базаров и др., 1976; и др./ . Таковы разрезы по Итанце, в долине Селенги близ с. Татаурово и выше устья Итанцы, у горы Тологой, в районе Додогила и ряде других пунктов. Высоты уступов подрезанных шлейфов, речных террас, сложенных фаунистически охарактеризованными осадками (нижний-средний плейстоцен; верхний плейстоцен-средний плейстоцен; средний плейстоцен), над урезами рек до 30–40 м. Хотя в случаях подмыва широких шлейфов высоты эрозионных уступов могут

увеличиваться в 1,5–2 раза. Более высокие уступы в рыхлых породах, по моему, не известны, а высоты увалов, особенно близ тылового шва, могут быть выше и в 4–5 раз.

Следующее замечание сводится к тому, что материалы разных исследователей, обосновывающие возраст песчаных толщ, позволяют датировать их на разных участках по-разному. Прежде всего обратимся к стратотипу кривоярской свиты — разрезам Кривого Яра (район г. Улан-Удэ). И.Н. Резанов (устное сообщение) обратил внимание на то обстоятельство, что для толкования возраста кривоярской свиты как ранне-среднеплейстоценового у Д.Б. Базарова нет оснований, так как в стратотипическом разрезе нет слоев, содержащих палеонтологический материал раннего плейстоцена, а "теплые" слои Д.Б. Базаров обнаружил в районе ст. Селенга (южный борт Нижне-Селенгинской впадины), где в низах песчаной толщ был установлен спорово-пыльцевой спектр, в котором преобладала (70%) пыльца недревесной растительности, а древесная представлена пыльцой сосны (57%), березы, ольхи, липы и лещины. Не случайно многие исследователи, изучавшие пески Кривого Яра, считали их среднеплейстоценовыми. Э.И. Равский и др. /Антропогенные отложения..., 1964/, приводя палинологические характеристики этого разреза, отмечают, что низы разреза палинологически чисты, а в верхней части спектры, по их мнению, указывают на холодные условия (*Lycopodium pungens*, *L. alpinum*, *Selaginella sibirica*, кустарничковая береза). "Холодные" спорово-пыльцевые спектры характерны для части толщ, которая лежит выше горизонта криогенных деформаций (высота над урезом около 18 м) времени "самаровского оледенения". Возраст песков кривоярской свиты Э.И. Равский и др. определяют тобольским и самаровским временем. К настоящему времени накопилось достаточно данных для того, чтобы выделить самостоятельную среднеплейстоценовую песчаную толщу, слогающую 30–40-метровую террасу по Джиде в районе с. Петропавловка /Корнутова, Хотина, 1967/, 25-метровую по Селенге (данные И.Н. Резанова). Существование такой террасы, сложенной песками, признает и Д.Б. Базаров. Может оказаться, что кривоярские пески стратотипа являются отложениями этого же возраста, а "кривоярская свита" в понимании Д.Б. Базарова, И.В. Антощенко–Оленева и др. осталась малоизученной, и обнажения ее встречаются в других местах песчаных массивов. Практически нет ни одного случая, чтобы в одном разрезе-обнажении (кроме, пожалуй, Кундойских оврагов на Джиде) была найдена фауна по всему разрезу песчаной толщ. Фауна из отдельных обнажений датирует песчаные отложения в одних случаях ранним плейстоценом (нижняя часть разреза Ботыйской ямы — *Dicelognathus merki*), в других — средним плейстоценом (35–40-метровая терраса р. Тарбагатайка — *Mammuthus trogonterii*; левобережье Чикоя — *Camelus knoblochi*; *Poephagus aff. baikalensis*, *Bison priscus* — крупная форма) и т.д. В лучшем случае имеется основание сказать, что среди них есть пески, образовавшиеся до позднего плейстоцена.

На левом берегу Селенги, несколько выше Кривого Яра по течению расположен опорный разрез горы Тологой. Как объяснить геолого-геоморфологическую позицию кривоярского и тологойского разрезов? Высота бровки эрозионного уступа, в котором изучен опорный тологойский разрез, непостоянна. Она равна 28–30 м над урезом Селенги, близ коренного склона горы Тологой она возрастает до 40 м, у подножия склонов Шаманских гор — около 50 м. На большей части это отложение предгорного шлейфа южного борта Иволгинской впадины, охарактеризованные выше. Красноовато-бурая почва, почти венчающая нижнюю часть (среднюю толщу, по Д.Б. Базарову /1968/)

палево-серой толщи, была датирована на основе костных остатков поздним эоплейстоценом /Базаров, 1968, с. 96/. Относительная высота выходов этой погребенной почвы в эрозионном уступе уменьшается с удалением от коренных склонов к центру седловины между отрогами Шаманских гор и горы Тологой.

Верхняя часть палево-серой толщи Тологой на основе выявленных спорово-пыльцевых спектров считается раннеплейстоценовой (средний плейстоцен по схеме 1932 г.). По данным Э.И. Равского и др. /Антропогенные отложения..., 1964/, в спектрах преобладает пыльца трав и кустарников: полынь, лебедовые, эфедра, много злаков и сложноцветных, встречается пыльца *Betula sec. Nanae*, *Lycopodium alpinum*; содержание древесной пыльцы меняется от 1 до 15% — *Betula sec. Albae*, *Betula sp.*, сосны, сибирского кедра, ольхи, ивы.

Нет никаких оснований предполагать новейшую тектоническую деформацию, чтобы объяснить прогиб погребенной почвы на удалении от коренных склонов. Последнее скорее подтверждает пролювиальный и делювиальный генезис поверхности аккумуляции — предгорного шлейфа. Соотношение мощностей нижней и верхней частей палево-серой толщи, несмотря на значительные различия ее суммарной мощности в разных частях шлейфа, мало меняется (10:10; 30:(30-40), 65:(50-70)) и приблизительно равно 1. Это позволяет предположить, что в среднем снижение поверхности шлейфа за счет смыва и разветвления после его формирования не могло быть сильным.

Если считать возраст кривоярской свиты, как его принимает Д.Б. Базаров, ранним и первой половиной среднего плейстоцена, то палево-серая толща Тологой — возрастной аналог этой свиты. Такое толкование можно допустить, если принять во внимание, что верхи разрезов Тологой и Кривого Яра образовались в эпохи похолодания, а горизонты мерзлотных деформаций отмечаются в обоих случаях примерно на одном и том же уровне относительно уреза Селенги: Кривой Яр — 17,7-18,7 м, а Тологой — 18 м — в подошве верхней толщи. Можно объяснить и различия литологии этих толщ, как образований разного генезиса. Однако в верхней части палево-серой толщи Тологой есть отдельные серии слоев гравийных песков и линз мелкой гальки (III-IV класса окатанности), слои ориентированы так, что можно предположить участие в этой части толщи и аллювия Селенги — степного аллювия аридной зоны. Речные отложения в разрезе Тологой представлены в гораздо меньшем объеме, чем это предполагал Н.А. Флоренсов /1960/, но они отличаются по составу от отложений Кривого Яра, и поэтому прежде, чем согласиться с высказанным предположением или отвергнуть его, нужно провести дополнительный анализ. И.Н. Резанов на основе изучения разрезов в долине Селенги на участке от разъезда Мостового до с. Нов. Татаурово сделал вывод, что чистые песчаные толщи и песчано-глинистые, супесчаные, образуя примерно один и тот же геоморфологический уровень, являются разновозрастными (прислонение, вложение), а "теплые" спорово-пыльцевые спектры выделены из глинистых, илистых песков. Но как бы то ни было, возникает вопрос, когда речь заходит о высоте эрозионного уступа Кривого Яра, почему он в ряде пунктов намного выше уступа в районе Тологойского разреза?

Если принимать озерную или аллювиальную природу осадков, слагающих уступ Кривого Яра, то близкая к истинной высота уступа должна быть не менее 80 м (сейчас его высота меняется от 20 до 80 м /Базаров, 1968/. В таком случае, почему ни на одном участке не сохранилось уступа близкой высоты в районе Тологойского разреза? Почему нет в пределах Иволгинской

впадины песков подобного состава? Если высота дна долины Селенги на конечной стадии формирования песчаной толщи Кривого Яра была ниже (на 25-30 м), то второй вопрос отпадает. Но если это так, то не прав ли В.Н. Олюнин, говоря о Кривом Яре как о слившихся конусах выноса, о шлейфе? И вообще, почему выше места впадения Уды в Селенгу пески в основном распространены на правобережье Селенги? Роль неотектонических деформаций? В Боргойской, Гусиноозерской, Иволгинской и многих других впадинах, которые не дренируются Селенгой, нет мощных накоплений кайнозойских осадков. Здесь широко развиты эрозионные педименты, перекрытые маломощным пролювием. В большинстве случаев долины водотоков в пределах впадин не заглублены в коренное ложе, отсутствуют и мощные погребенные отложения. Это характерно для большей части площади днищ впадин. Во впадинах довольно обычны плиоценовые красноцветные отложения, которые залегают на самых разных уровнях и вскрываются скважинами во многих точках. Рассматривая эти факты, может быть, поддаться искушению и включить все побережье Селенги в поднятие? А если все это рассмотреть в ином плане? Долина Темника, пересекая Гусиноозерскую котловину, имеет погребенный тальвег на глубине 50-70 м, что вполне может быть сопоставлено с мощностью погребенного аллювия Селенги. Это уже доказывалось для прав. Иволги. Мощность аллювия р. Иро, правого притока Темника, тоже порядка 50-60 м. Мощность погребенного аллювия р. Оронгой там, где она пересекает Оронгойскую впадину, также достаточно велика. То есть, если достаточно многоводные реки пересекают впадины, то их долины, днища которых расположены на уровне днищ впадин, имеют глубоко залегающие тальвеги. Долины их притоков на каких-то участках тоже достаточно заглублены в коренное ложе. Величина заглубления тальвегов, долин, врезаемых в днища впадин, зависит от порядка водотоков, характера рельефа водосбора и местного климата. Посылка о разной тектонической активности территорий, разграниченных Селенгой, неправомерна.

В заключении этой главы попробую показать большую вероятность того, что пески Кривого Яра не могут быть датированы ранним плейстоценом, а, скорее, являются более поздними образованиями. Изучение песков, похожих на кривоярские и занимающих сходное с ними положение в рельефе, привело ряд исследователей к мысли о накоплении этих песков в холодные эпохи. Н.А. Флоренсов /1960/ указывает, что пески во впадинах байкальского типа бедны споровыми и пыльцевыми зернами; единственный случай находки прослойки торфа среди песков позволил установить по сохранившимся в нем растительным остаткам формы, характерные для гундровых и лесотундровых ассоциаций (?): *Calliergon trifarium* (Web. et Morh.) Kindb. — 40%; *Drepanocladus exannulatus* (Gümb.) Moenk. — 20%; *D. fluitans* (L.) Warnst. — 15%; *Calliergonella cuspidata* (L.) Loesk. — мало; *Meesea triquetra* (L.) Angstr. — 5%; *Menyanthes erifoliata* L. — 5%; *Scheuchzeria palustris* L. — 5%; осоки — 10% (по заключению В.Д. Лопатина). Диатомы и моллюски из песков указывают на накопление их в холодных водах мелких озер и спокойных рек.

О палинологической характеристике песков Кривого Яра говорилось раньше /Антропогенные отложения..., 1964; Равский, 1972/. Изучив нижнеселенгинские пески, В.Г. Гербова /1961/ на основе фаунистических остатков склонна датировать их ранним (по схеме 1932 г. — средним) плейстоценом. На основе изучения слоистости и находок озерных (? А.-О.) моллюсков она считает пески озерными осадками, которые противопоставляет аллювиальным песчаным отложениям 30-40-метровой террасы Селенги (1,5 км от с. Кордон, правобережье Селенги, III терраса, бровка на высоте 30, а таль-

ная закраина - 35-40 м над урезом). Несколько смущает, что все находки костей сделаны в "озерных" осадках: *Equus caballus*, *Cervus elaphus*, *Bison sp.*, (к северо-востоку от с. Инкино), *Coelodonta antiquitatis*, *Equus sp.* (у с. Татаурово), *Mammuthus primigenius* (у с. Никольского), *Bison priscus* (у сел. Каменск и Елань). К сожалению, характер залегания костей в толще осадков не описан, поэтому трудно сопоставить ее вывод (могли переноситься в пределы акватории озера на льдинах берегового припая, на которые они смывались с берегов во время таяния снега на склонах котловины).

Итак, рассмотрев и сравнив условия залегания песков, пылеватых песков и супесей, площади распространения этих образований, нахожу возможным предложить такой вариант истолкования имеющихся сведений.

1. Песчаные толщи, также и супесчаные, разновозрастны, но по литологическим, текстурным и палинологическим характеристикам могут быть похожими, так как своеобразие их определяется семиаридными и аридными климатическими обстановками во время накопления.

2. Пески типа песков Кривого Яра - полигенные, но источником для всех генетических разновидностей являются отложения постоянных достаточно многоводных потоков (рек размеров Кижинги, Кудуна, Темника, Джиды, Хилка, Чикоя, Уды, Селенги). Ветровые потоки в приземном слое атмосферы наибольших скоростей достигают при условии достаточно низкого и мягкого рельефа низгорий и днищ котловин. Поэтому на таких участках ветровой перенос песчаного материала достигал наибольшего значения. Преобладание северо-западных и северных сильных ветров в марте, апреле, мае (т.е. в наиболее засушливое время года) вело к распространению перевеяных аллювиальных песков в основном на правобережной части бассейна Селенги. Исключения определяются влиянием рельефа на ветровой поток. Смыв со склонов эолового материала временными потоками и склоновым смывом вел к формированию делювиально-пролювиальных шлейфов, дно речной долины, к которому шло формирование шлейфов, повышалось над современным урезом не более чем на 30-40 м. Значение местного материала (дресвяного элювия интрузивных пород на склонах водоразделов) в сложении шлейфов мало. Поэтому левобережная часть бассейна Селенги даже на участках широкого развития гранитоидов с хорошими дресвяными корами не имеет песков кривоярского типа.

3. Толщи пылеватых песков и супесей правобережья Селенги на наветренных склонах хребтов и их подножий с удалением от Селенги постепенно сменяют пески кривоярского типа. Они накапливаются и на подветренных склонах. Внешне сходные образования формировались с перерывами в течение всего плейстоцена. Механизм образования тот же: извлечение частиц из водных осадков ветром, затем выпадение материала из ветрового потока на склонах (подобно атмосферным осадкам предвосхождения) и смыв его со склонов с формированием шлейфов. Едва ли дальность переноса песчаных частиц ветром из долин крупных рек в позднем плейстоцене была меньше, чем в предшествующие эпохи, но ареал распространения песков кривоярского типа в среднем и раннем плейстоцене был гораздо шире позднплейстоценового. Последнее скорее всего объясняется существенным изменением состава аллювия рек Селенга, Джиды, Чикой и др. в позднем плейстоцене за счет уменьшения количества песчаной фракции и увеличения количества пылеватых частиц, крупных обломков, за счет меньшей сортированности отложений и, наконец, за счет сокращения относительного количества аллювия при возрастании роли пролювия, делювия.

Во время формирования максимального ареала распространения песков аллювий транзитных рек был существенно песчаным. Толщи пылеватых песков и супесей, подобные слагающим ранне-среднплейстоценовый шлейф вдоль северного склона Ганзуриного кряжа (Иволгинская впадина), формировались в результате недалекого переноса извлеченного ветром материала из конусов выносов и наземных дельт, сложенных крайне разнородным материалом, и смыва его со склонов с образованием шлейфов.

4. Собственно эоловые отложения, хотя и достигают значительных мощностей и участками слагают крупные массивы, составляют незначительную часть общего объема песчаных накоплений.

5. По поводу текстурных характеристик песчаных толщ и объяснения на их основе палеогеографических условий осадконакопления можно сказать следующее. В.Н. Гончаров /1962/, рассматривая режим перемещения наносов в потоке, отмечает три фазы перемещения: первая безгрядная (зерна наносов движутся только по дну), донно-грядная ("перемешаются в области дна на несколько большей высоте", с. 257), вторая безгрядная (зерна наносов перемешаются у дна в толще потока). То есть при двух режимах транспорта наносов они будут образовывать слои с параллельной слойчатостью - слоистостью или неслоистые скопления, при донно-грядной форме движения наносов образуются косослоистые скопления с вариантами от полого-косослоистых, близких к параллельно-слоистым, до круто-косослоистых. Первая безгрядная фаза возможна при относительной шероховатости дна менее 1 000 ($H/K_5 = 1 000$, где H - полная глубина потока; K_5 - крупность зерен, формирующих русло, равная диаметру наиболее крупной фракции, доля которой равна 5%). В песках Кривого Яра K_5 менее 1 мм /Иванов, 1966, с. 48, табл. 9/, т.е. первая безгрядная форма движения наносов возможна при глубинах потоков менее 1 м, что естественно при струичатом склоновом смыве. Чтобы при склоновом смыве образовались косослоистые текстуры, необходимо увеличение глубин струй более 1 м, что также возможно в потоках, стекающих по промоинам, оврагам. Гранулометрический анализ осадков, так же как и изучение текстур осадочной толщи, не обеспечивает однозначности интерпретации генезиса осадков. В.Н. Гончаров /1962/ предлагает "динамический признак" для классификации наносов на русловые и нерусловые. Нерусловые - мелкие грунты и наносы, не ухудшающие условий транспорта более крупных. Русловые - "грунты и наносы, расходы перемещения которых и концентрация однозначно связаны с основными характеристиками потока и крупностью перемещаемых зерен, из которых состоит русло..." (с. 271). Главный признак - изменение их расходов ведет к деформации русла, тогда как изменение количества мелких наносов в широких пределах не ведет к деформации русла. Такое разделение транспортируемых наносов по крупности на наносы основной и дополнительной крупности отражает одно важное свойство потоков: сортированность наносов водных потоков, характеризующихся одними и теми же параметрами, может значительно меняться и будет определяться условиями водосборного бассейна (задерненность склонов долин, междуречий, состав грунтов размываемых потоком "коренных" берегов и ложа долины). Гранулометрический состав характеризует только скорость поступления обломочного материала в потоки (как вариант-аридные, семиаридные условия - появление обильного материала дополнительной крупности в наносах; гумидные условия, задерненные склоны - даже при поступлении в поток несортированного материала он сортируется и материал дополнительной крупности постепенно выводится из наносов). "Горизонтальная" слоистость свойственна делювиальным отложениям, овражному ал-

ловию, отложениям конусов выноса во всех случаях, когда отношение пол-ной глубины водного потока (будут ли это струи на пологом склоне, на поверхности шлейфа, или слабые водотоки в оврагах, промоинах, на периферии конусов выноса) к наиболее крупным фракциям отложений этих потоков мало...

Таким образом, "... один и тот же механизм процесса может быть изо-морфен ... множеству обстановок осадконакопления" /Романовский, 1977, с. 24/, а "... текстурные характеристики в общем случае конвергентны в отношении палеогеографических условий осадко- и слоенакопления" / Там же, с. 39 /.

У. К ОЦЕНКАМ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ЗАБАЙКАЛЬЕ

"Самой важной, в первую очередь для Забайкалья, является проблема соотношения тектонического и денудационного факторов в образовании сов-ременного рельефа. В последние годы этот вопрос неизменно решался в поль-зу неотектоники" /Нагорья..., 1974, с. 341/. Характер распространения кайнозойских отложений, изменений их мощностей в пределах Селенгинско-го среднегорья и Джидинской горной страны /Антощенко-Оленев, 1975 / не дает поводов считать четвертичный период периодом, отличающимся от пре-дыдущих (по крайней мере, от неогенового, а может быть и более ранних) большей активностью тектонических движений. Создается впечатление, что при различных неотектонических построениях исследователи стремились вто-нуть в заранее заданные временные границы все выраженные в рельефе эле-менты проявлений тектоники, не задумываясь над тем, "живые" ли они или отпрепарированные, "мертвые" (литоморфные).

При построении карты новейшей тектоники Д.Б. Базаров для разных морфоструктур Забайкалья в результате логических построений принял раз-ные отметки исходной поверхности: Байкальская горная область - 400 - 450 м, Селенгинское среднегорье - 700-750 м и Хэнтэй-Чикойское наго-рье - 900 м, оговаривая их условность. По его мнению /Базаров, 1968/, в палеогене и миоцене "образовалась последняя поверхность выравнивания" и "нет никаких оснований датировать современный рельеф огромным отрезком времени, начиная с мезозоя" (с. 137). В плиоцене - общее поднятие террито-рии, на границе плиоцена и антропогена общее поднятие сменилось дифференци-рованными движениями земной коры. В раннем эоплейстоцене были выражены хребты и впадины: на склонах впадин сохранились местами красноцветы мощ-ностью 5-8 м, а в центральных частях - 20-30 м. В позднем эоплейстоцене и раннем плейстоцене во впадинах накапливаются мощные песчаные толщи (до 100-150 м). На границе раннего и позднего плейстоцена - "очень быст-рое и сильное поднятие всего Селенгинского среднегорья" (с. 138), за ко-торым последовало общее опускание, сопровождавшееся выполнением грубы-ми отложениями глубоких позднеплейстоценовых врезов. Затем, как полагал Д.Б. Базаров, возобновилась дифференциация движений и усилились контра-сты рельефа. С этим временем он связывал и образование сложных неотек-тонических структур на южном склоне Иволгинской впадины: узких грабенно-замкнутых котловин, отделенных от дна Иволгинской впадины горстовыми блоками. Оценивая суммарный эффект новейших деформаций (деформаций до-олигоценной поверхности выравнивания), Д.Б. Базаров для разных струк-турных зон называет такие цифры: 600-800 м для центральной части бас-

сейна Селенги, 300-500 м - для северо-восточной и до 5-7 км в Саяно-Байкальской области (с. 139-140).

Е.Б. Хотина /1966/ при оценке деформаций амплитуды новейших движе-ний приняла равными разности абсолютных высот вершинных поверхностей - реликтов "олигоцен-миоценовой поверхности выравнивания" и "погребенного под плиоцен-четвертичными отложениями дна впадин", "... нам представля-ется, что в постмиоценовое время исходная олигоцен-миоценовая поверх-ность была раздроблена на крупные глыбы, претерпевшие дифференцирован-ные подвижки амплитудой 1400-1600 м" (с. 52). В зоне же слабых глы-бовых дифференцированных движений амплитуда составила 500-600 м.

Можно привести и ряд других примеров, но во всех случаях исследова-тели рассматривают некоторую исходную поверхность: раннетретичную, позд-немелово-палеогеновую /Зорин, 1971/, доолигоценную, палеоген-миоцено-вую /Базаров, 1968/ и др. "В зонах поднятия некоторым приближением к деформированной исходной поверхности является плавная поверхность, соеди-няющая вершины гор" /Зорин, 1971, с. 22 и рис. 1, с. 25/.

Какие бы построения ни делались для реконструкции исходной поверх-ности, по деформированности которой судят об интенсивности и направлен-ности новейших тектонических процессов, эта поверхность остается очень условным элементом, как и все количественные оценки ее новейших дефор-маций. Трудно допустить прекращение трансформации земной поверхности, сохранение каких-то ее элементов в неизменном виде с древнейших времен до наших дней. Здесь причины не только в деформации ее новейшими текто-ническими движениями, но и в изменениях климата, ведущих к изменениям интенсивности и типов моделирующих скульптуру экзогенных процессов. Ка-ким образом можно приблизиться к реальным оценкам неотектонических де-формаций в горах Восточной Сибири?

Остаточные топографические массы. Вместо понятий "реликтовый релье-ф", "остаточный рельеф" /Тимофеев и др., 1977, с. 111, 108/ предполагается использовать понятие "остаточные топографические массы", что исключает содержащуюся в двух первых логическую ошибку, позволяющую предполагать отрицание изменения, развития поверхности. Если же такое развитие имеется в виду, то тогда ложно утверждение, что это реликтовый или остаточный релье-ф. Остаточна только масса, заполняющая форму неровностей земной поверх-ности, поверхность не может не изменяться, даже если она окажется в погребенном, ископаемом состоянии. Возникшая в результате экзогенных или эндо-генных процессов неровность земной поверхности в зависимости от свойств пород, выполняющих объем неровности, будет с той или иной скоростью раз-рушаться (выветривание и снос продуктов выветривания). Скорости измене-ния земной поверхности могут значительно различаться, как значительно разнятся денудационная устойчивость горных пород (от рыхлого осадка и ли-тофицированных осадочных образований до кристаллических метаморфических и интрузивных). Если на какой-то стадии изменения поверхности по комп-лексу признаков (особенности моделировки скульптуры, разрез элювия и т.д.) можно еще говорить, в каких условиях она была сформирована, то со време-нем такие признаки исчезают, т.е. "первичная" поверхность перестает суще-ствовать, заменяясь новой, ограничивающей изменившуюся неровность. В этом случае трудно говорить о времени или условиях возникновения первич-ной неровности, особенно если речь идет о скульптурном рельефе.

Денудационная устойчивость горных пород, особенно кристаллических, может значительно меняться с изменениями климатических условий. Этим можно воспользоваться для установления соответствия распределения топо-графических масс (в плане и по вертикали) конкретным климатическим

условиям. При этом микро- и частью мезоскульптура может соответствовать современной климатической и неотектонической обстановке, а распространение более крупных элементов рельефа (мезоскульптура и частью макроскульптура) и их характер будут обусловлены предшествующими обстановками. Правда, уверенно об этом можно будет судить в случаях, когда обстановки были достаточно контрастны. Кстати, считается, что древние поверхности выравнивания в большинстве случаев оформлялись именно в контрастном отличии от современных климатических обстановках. Чтобы доказать остаточный характер распределения топографических масс, можно в качестве индикаторов использовать массивы крупнозернистых и порфиридных средне- и крупнозернистых разностей ряда интрузивных пород, минеральные ассоциации которых по-разному реагируют на химическое выветривание. Неустойчивые к химическому выветриванию породы образуются из кальциевых, кальциево-натриевых плагиоклазов, оливина, гиперстена, авгита, амфиболов, биотита /Перельман, 1965, с. 116; Лукашев, 1964, с. 32-33/ и соответствуют породам основного и среднего состава (дуниты, пироксениты, габбро, габбро-диориты, диориты и т.д.). Устойчивые - из натриевого плагиоклаза, ортоклаза, микроклина, мусковита, кварца, содержащие мало темноцветных минералов. Они соответствуют лейкократовым и гололейкократовым сиенитам и гранитам. На неустойчивых будут формироваться отрицательные или относительно пониженные положительные литоморфные формы рельефа; на устойчивых - положительные, относительно высокие. Если такой характер литоморфного рельефа выявлен сейчас, то он свидетельствует об остаточном распределении топографических масс, возникшем при препарировке скульптуры от хемогенных кор.

Чтобы выявить природу остаточного распределения топографических масс, обусловленного преобладанием термического выветривания, нужно выбрать соответствующие породы-индикаторы. Это сложнее, чем в первом случае. Устойчивость пород при термическом выветривании определяется прочностью полевошпатового каркаса (большинство интрузивных пород имеет полевошпатовый каркас) на разрыв, размерами включений (минералы, представляющие меньшую часть породы; при величине зерен включений, которая обеспечивает увеличение их размеров на величину большую, чем увеличение зерен каркаса, порода термонеустойчива, особенно если значения коэффициентов линейного (β) и объемного (α) температурного расширения их значительно больше, чем у минералов каркаса). Прочность каркаса на разрыв у средне- и крупнозернистых пород, каркас которых образуется полевыми шпатами, близка. Она выше, если каркас мономинерален (ортоклазовый - около 140 кгс/см^2 , микроклиновый или плагиоклазовый - около 120 кгс/см^2), и ниже, если - полиминерален (любое сочетание: ортоклаз + микроклин, микроклин + плагиоклаз и т.д.) - в среднем менее 120 кгс/см^2 . Поэтому термостойкость больше зависит от свойств минералов включений. По значениям β минералы образуют ряд (от меньших к большим): пироксены, роговая обманка, биотит, кварц, флогопит, мусковит. Значения β пироксенов, роговой обманки и оливинов близки значениям β плагиоклазов, поэтому при одинаковой крупности зерен, массивной текстуре основные породы (габбро, габбро-диориты и пр.) будут довольно устойчивы к температурному выветриванию, то же можно сказать о лейкократовых сиенитах. Мезо- и меланократовые граниты, гранодиориты, диориты (сланцевые) и другие гранитоиды, сиениты при крупнозернистой, порфиридной и средне- или крупнозернистой равнозернистых структурах будут неустойчивы к термическому выветриванию. Другими словами, если в рельефе основные интрузивные породы, лей-

кократовые сиениты образуют наиболее возвышенные литоморфные формы, а слюдяные мезо- и меланократовые гранитоиды - отрицательные или относительно пониженные, распределение остаточных топографических масс свидетельствует о формировании скульптуры в аридных обстановках.

Характер морозного (мерзлотного) выветривания (гольцовые, горно-тундровые обстановки) интрузивных пород из-за малой их пористости (наиболее эффектно морозное выветривание выражено при значениях коэффициента пористости более 20% - по Fukuda Masami /1974/- более критического) зависит от насыщения массивов трещинами. При равной густоте трещин (равных размерах блоков отдельности) интрузивные породы разного минерального состава дают примерно равные по относительной высоте положительные формы рельефа (над формами, образованными на вмещающих или более молодых массивах пород с большими значениями коэффициентов пористости, чем в интрузивных, большей густотой трещин). Так как высота литоморфных форм пропорциональна ширине выхода, то утверждение о равновысотности справедливо только для равных по размерам в срезе дневной поверхности интрузивных тел, если поперечные размеры их меньше расстояния между двумя долинами первого-второго порядка. Во всех случаях массивы пород-индикаторов при оценке условий формирования литоморфного рельефа должны характеризоваться близкими структурами (по размерности зерен), текстурами и густотой трещин (размерами блоков отдельности).

Но лучше, видимо, сравнивать морфометрические характеристики рельефа на телах с поперечными размерами не менее двух расстояний между эрозионными долинами второго-четвертого порядка (рис. 16). Если тела мелкие, то относительная высота литоморфной формы рельефа зависит от ширины основания тела, денудационной устойчивости пород тела и смежных тел. Когда же тело крупнее, то оно расчленяется долинками, а высота водоразделов отражает только денудационную устойчивость пород изучаемого тела. Кроме того, при сравнении относительных и абсолютных высот положительных и отрицательных форм рельефа важно раздельное сравнение участков по зонам равной удаленности от главных эрозионных стволов (речных долин четвертого-пятого порядка и более крупных).

Проведя сравнение и обнаружив чуждое для современных и позднплейстоценовых условий распределение остаточных топографических масс, в первом приближении можно принять за исходную поверхность, построенную в изолиниях по точкам пересечений линий водоразделов между долинами второго и более высоких порядков с изогипсами современного рельефа. Размах рельефа "исходной" поверхности может быть небольшим и соответствовать равнине, но может отвечать и горному. Этот прием предлагается для оценки происхождения вершинных поверхностей горных сооружений. Так, выраженность массивов ультраосновных и основных пород в рельефе гольцового пояса в виде положительных форм свидетельствует о гольцовой природе выровненных вершинных поверхностей Хангарульского хребта, Китайских гольцов, Северо-Муйского хребта и др. В то же время распределение остаточных топографических масс на южном склоне Малого Хамар-Дабана позволяет предположить, что исходная поверхность является низко-среднегорной, а крупные литоморфные скульптурные формы были заложены в условиях активного химического выветривания и продолжали формироваться в условиях термического выветривания. Рассматривая характеристики комплексов пород различной устойчивости на территории Байкало-Патомского нагорья в пределах "верхней (мел-ранний палеоген) поверхности выравнивания", А.Г. Золотарев /1974, с. 66-67, рис. 12, табл. 5/ отнес магматические породы

к шестой и седьмой категориям устойчивости. Они образуют наиболее высокие литоморфные ступени верхней поверхности выравнивания, для отдельных фрагментов которой установлены реликты каолиновой коры выветривания. То, что щелочные сиениты, нефелиновые сиениты отнесены к седьмой (наивысшей) категории устойчивости, а прочие интрузивные к шестой (граниты, граносиениты, сиениты, монзониты, гранодиориты, габбро-диориты, габбро, гипербазиты, плагиограниты и т.д.), может с долей условности свидетельствовать о возникновении остаточных топографических масс в условиях формирования химических кор выветривания, но и не исключает, что при тщательном анализе интрузивных пород (структуры, текстуры, трещиноватости, глубины формирования и форма интрузивных тел) могут быть найдены свидетельства в пользу гольцовой природы "фрагментов верхней поверхности выравнивания".

То есть если можно однозначно установить, что литоморфный рельеф характеризуется остаточным распределением топографических масс или что такое распределение отрицательных и положительных литоморфных макроформ рельефа невозможно при современном типе корообразования, то карта вершинной поверхности, построенная в изолиниях по точкам пересечения водораздельных линий второго и более высоких порядков с изогипсами современного рельефа, будет в первом приближении и картой "исходной" поверхности, которая может быть использована для оценки неотектонических деформаций.

Второе. Так как крутизна склонов зависит от денудационной устойчивости пород, на которых склоны формируются, от климата, экспозиции, характера залегания пород, длительности образования и скорости изменения склонов (косвенная оценка интенсивности вертикальных неотектонических движений), то участкам, сложенным разными по денудационной устойчивости породами, при прочих равных условиях должны соответствовать свои ряды характерных значений крутизны склонов (отклонения от них могут быть

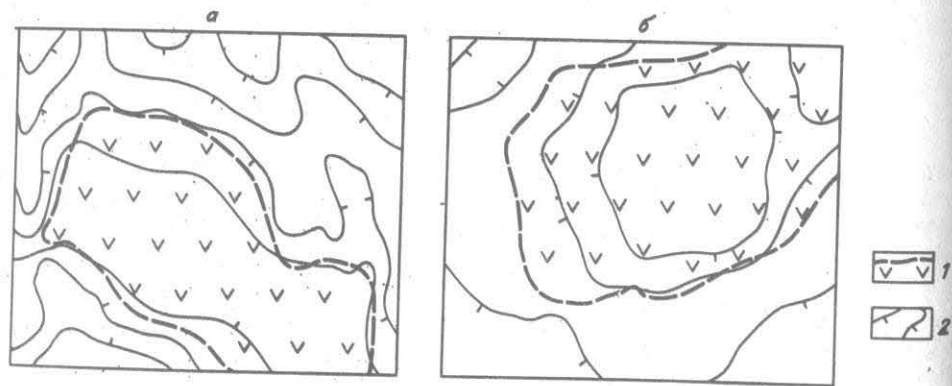


Рис. 16. Характер распределения топографических масс.

а - реликтовое распределение гумидного теплого климата; на карте вершинной поверхности массив габбро в поле олигоклаз-микроклиновых гранитов выражен как понижение (современная зона полупустыни); б - современное гольцовое распределение; массив габброидов в поле высокометаморфизованных терригенно-карбонатных отложений выражен как останцовая возвышенность.
1 - габброиды; 2 - линии равных высот вершинной поверхности, построенной по вершинным отметкам водоразделов между долинами второго-четвертого порядка.

только на границах тел с разной устойчивостью), выяснив которые для разных условий и используя топографические и геологические карты, можно сделать оценку скорости изменения местных базисов денудации склонов, что будет свидетельствовать о скорости эрозионного расчленения территории водотоками разного порядка. Малоамплитудные изменения положения тальвегов долин могут быть связаны только с изменениями климата, при смене эпох арилизации и увлажнения климата. Изменения климата будут обуславливать и изменения типов склоновых процессов, интенсивность образования элювия, что в свою очередь отразится на ходе развития склонов. Поэтому сравнивать уклоны без учета климатических условий нельзя, так же как нельзя сравнивать и изменения скорости эрозионного расчленения (скорость водотоков зависит от их глубины, уклона ложа и расходов, а работа, проводимая водотоками, определяется скоростью, продолжительностью стока и его равномерностью).

Третье. Независимо от того, является ли исходная поверхность равнинной или горной, со временем вершины гор и водораздельные гребни оказываются сближенными по высоте, если они выработаны в породах близкой прочности. Для каждого порядка водотоков глубины долин, выработанных в породах основания близкой прочности, при прочих равных условиях в результате схождения склонов будут близки. При разной интенсивности тектонических деформаций разных участков поверхности земли степень приближения крутизны склонов долин к углам, близким равновесным, будет различна, но при равенстве всех условий водораздельные гребни, вершины будут сближены по высоте и при неравновесности сходящихся склонов. Для формирования равновесных склонов нужно время, в течение которого процессы денудации склонов должны производить действие более значительное по результатам, чем действие потоков, углубляющих долины, понижающих базисы денудации склонов. Потребное время будет различно в разных географических зонах и вертикальных поясах даже при одинаковой интенсивности неотектонических движений. Равновесные склоны? Скорость изменения склона на разных стадиях его развития меняется. Так, при малой высоте отвесного склона он может без существенных изменений сохранять продолжительное время: для этого необходимо, чтобы основание его было прочным, а угол внутреннего трения в массиве пород был таким, при котором вертикальная стенка является устойчивой. В этом случае разрушение уступа возможно, во-первых, при нарушении прочности основания, выемке объема породы из основания в результате действия каких-то экзогенных процессов или, во-вторых, при обрушении уступа с приложением внешних сил во время землетрясений. Если эти породы трудно выветриваются, то уступ держится долго. При быстрой дезинтеграции пород, слагающих уступ, он сглаживается до угла естественного откоса, свойственного той фракции, которая легко образуется при выветривании в данной климатической обстановке. В дальнейшем развитие склона замедляется. Таким образом, равновесный склон - склон, прошедший стадию интенсивной перестройки профиля и вступивший в стадию его медленной трансформации. Разные по высоте, сформированные на породах разного состава и сложения, в разных климатических условиях равновесные склоны будут иметь разные характеристики. Это является одной из главных трудностей при поисках количественных зависимостей между параметрами склонов и интенсивностью проявления новейших тектонических движений и требует постановки специальных исследований, результаты которых в не меньшей степени нужны и для геологического дешифрирования (особенно машинного).

Скорость изменения местных базисов склонов — это скорость формирования эрозионных врезов, в большей степени зависящая от абразивных свойств пород и их делимости (прочность соединения минеральных зерен между собой, их твердость, размерность блоков отдельности пород, степень изменения прочности при увлажнении и т.д.) и от живой силы реки. Пока нет оценок эрозионной устойчивости горных пород для приблизительных количественных оценок скоростей формирования эрозионных врезов, можно использовать данные о допустимых неразмывающихся скоростях, глубинах погребенных врезов водотоков разного порядка (с разной площадью водосбора, с разными суммами годовых атмосферных осадков при равных площадях водосборов, с разным режимом стока и т.п.). Построив карту распространения горных пород с разной эрозионной устойчивостью, можно снять влияние свойств на оценки интенсивности проявления новейшей тектоники. Сейчас этого, видимо, будет достаточно, чтобы понять степень объективности выводов имеющих неотектонических построений. В дальнейшем же должны вестись специальные исследования эрозионной устойчивости горных пород.

Сложнее с количественными оценками параметров склонов для выявления интенсивности новейшей тектоники. Крутизна склонов при прочих равных условиях зависит от скорости и степени дезинтеграции пород субстрата, особенно в тех случаях, когда склон моделируется склоновым смывом и дефляцией. Склоны на породах, дезинтегрируемых до щебня и глыб, круче, чем на породах, выветривающихся до дресвы. В этом ряду самые пологие склоны будут на породах, дезинтегрируемых до мелкого песка и пыли. В условиях, когда ведущими склономоделирующими процессами становятся солифлюкция, крип, степень дезинтеграции зависит от пористости, трещиноватости кристаллических и литифицированных, метаморфизованных псефитовых, псаммитовых пород, размокаемости и трещиноватости алевроитовых, глинистых пород. Здесь сам склоновый процесс протекает в суммарном эффекте во много раз интенсивней. Но это следует даже из того, что выветривание в основной массе редко развивается далее разрушения на блоки отдельности. Материал такого состава в результате частичного химического, солевого и температурного выветривания, пополняется мелкоземом. В процессе вымораживания происходит дифференциация обломочного материала: верхняя часть разреза представлена наиболее крупнообломочными образованиями, ниже по разрезу крупные обломки взвешены в мелкоземе. Последний при избыточном увлажнении в период оттаивания приобретает способность к течению.

Денудационная устойчивость горных пород неоднозначна эрозионной устойчивости. При денудации склонов транспорту какого-то объема горных пород обязательно предшествует длительная стадия подготовки материала к переносу. Длительность стадии подготовки зависит от вида транспорта: подготовка к склоновому смыву и дефляции наиболее времяёмка, а к морозному крипу, солифлюкции — вероятно, немногим продолжительней, чем для чисто гравитационного смещения. Эрозионная устойчивость менее четко связана с подготовкой материала к транспорту водным потоком (особенно водотоков третьего и более высоких порядков), так как он сам, транспортируя какие-то массы, вынутые из земной коры при формировании вреза, и разрушает, и транспортирует. В настоящее время нет достаточных материалов для количественной оценки устойчивости горных пород к выветриванию в разных природных условиях. Но известные количественные данные о степени устойчивости к процессам выветривания горных пород и о скоростях разрушения пород могут быть использованы для приближенных оценок различий морфометрических характеристик рельефа, обусловленных свойствами пород субстрата, т.е. для "очистения" от влияния литоморфной составляющей на

морфометрию скульптуры перед построениями, оценивающими тектонические деформации земной поверхности. Н.Н. Карпов провел опыт по выветриванию керна в естественных условиях. Опыт продолжался в течение июля — декабря. В результате керн известняка, андезита, липарита, сидеритовой брекчии не претерпел видимых изменений, керн окремненного алевролита разрушился до рыхлого состояния за 90 дней, филлитовидного сланца — за 40 дней, алевролита — за 20 дней. По данным В.П. Солоненко /1960/, на освобожденных от рыхлого покрова площадках Кругобайкальского участка железной дороги за 30 лет породы выветривались на глубину от 0,4 до 1,2 м: диабазы — 0,013 м/год, граниты — 0,023, гранито-гнейсы и гнейсы — 0,035, кристаллические известняки — 0,04 м/год. Скорость денудации горных пород в Прибайкалье М.Д. Будз и Ю.В. Тржцинский /1968, с. 90—94/ оценивают следующим образом: мелкозернистые граниты — 0,11 см/год, мраморы — 0,17, крупнозернистые граниты — 0,3—0,4, гнейсы — 0,5, кристаллические сланцы — 0,6—1,0, аргиллиты — 1,2—1,4, известняки — 2,1 см/год. В.К. Лапердин и Ю.В. Тржцинский /1977/ при определении скорости денудации (мм/год) использовали сведения о весе снесенных со скального выхода определенной площади обломков и пересчитывали вес на объем, по которому делением на площадь скального выхода определяли "толщину снесенного слоя". Этот прием не дает представления об истинной скорости выветривания, так как при дезинтеграции массива пород не обязательно осыпание всех отделившихся частей. Даже при сравнении полученных данных между собой невольно обращаешь внимание, что вес обломков в пересчете на $1 м^2$ площади обнажения в ряде случаев с больших обнажений больше, чем с маленьких. То есть полученные ими данные должны приниматься с каким-то поправочным коэффициентом, учитывающим форму поверхности скального выхода, его высоту, крутизну, профиль. Пока же придется ограничиться построением ряда пород по относительной денудационной устойчивости без оценки истинных скоростей выветривания до фракций, которые легко удаляются со склонов. Такое решение недостаточно, но может быть оправдано тем, что скорости выветривания и вид транспорта выветрелого материала меняются с изменением климатических условий, с изменением крутизны склонов, а все эти изменения нами восстановлены быть не могут.

Итак, дезинтеграция выходов горных пород на дневной поверхности (и в приповерхностном "слое" от дневной поверхности до глубин эрозионных врезов из-за снятия напряжений) на блоки отдельности происходит быстро, так как связи между ними нарушены в результате процессов, обусловивших эндо- и экзотрещиноватость. Если развиты склоновые процессы, вызывающие смещение крупнообломочного материала (щебневого, глыбового), то денудация склонов должна происходить гораздо быстрее, чем в случаях склонового смыва, дефляции, хотя бы потому, что подготовка склонового материала к транспорту в виде мелкого щебня, дресвы, мелкого дресвяного песка, пыли происходит за значительно больший период. Этим обуславливают различия абсолютных скоростей денудации в разных зонах и поясах. Относительные и абсолютные скорости денудации в любой из зон зависят от свойств пород, делающих их в разной степени устойчивыми к разрушению в условиях зоны, пояса. Так, в гольцовом и подгольцовом поясах, где ведущая роль принадлежит морозному выветриванию, ряды устойчивости пород будут в первую очередь определяться такими свойствами пород, как пористость, трещиноватость, степень литификации или "размокаемости", а уж затем структурой, текстурой и минеральным составом. В природных зонах с интенсивным химическим выветриванием строение рядов устойчивости пород будет зави-

сеть от минерального состава, структуры, текстуры, трещиноватости и пористости пород. В зонах с температурным выветриванием строение ряда в большей степени зависит от минерального состава, текстуры и структуры пород и меньше от пористости, трещиноватости. Но не зная длительности формирования морфоскульптуры и морфоструктуры и соответственно продолжительности воздействия на породы тех или иных агентов, можно было бы в первом приближении все оценки сделать по денудационной устойчивости пород в условиях тайги и степей Забайкалья. Но и этих данных тоже нет. Поэтому ряд пород по денудационной устойчивости строится с многочисленными допущениями.

Относительную скорость выветривания алевролита, филлитовидных сланцев, кремнистых алевролитов можно выразить через отношение времени выветривания зерна алевролита ко времени выветривания зерна более устойчивых пород в днях (смотри выше): $20:20=1$; $20:40=0,5$; $20:90=0,22$. Если учесть, что керн известняка, андезита, липарита, сидеритовой брекчии за время опыта не был изменен, то относительная скорость их выветривания должна быть менее $20:180=0,11$. Имея другой ряд /Будз, Тржчинский, 1968/, где скорость денудации выражена в см/год, а один из членов этого ряда - аргиллиты - условно можно приравнять по свойствам к алевролитам, можно достроить ряд относительных скоростей выветривания: $0,17:1,4=0,12$ (мраморы); $0,43-0,7$ (кристаллические сланцы); $0,32$ (гнейсы); $0,25$ (крупнозернистые граниты); $0,8$ (мелкозернистые граниты). Дополнить его можно и по данным В.П. Солоненко /1960/, приняв относительную скорость выветривания кристаллических известняков равной относительной скорости выветривания мраморов: $0,12$ (кристаллические известняки); $0,8-0,9$ (гранито-гнейсы и гнейсы); $0,5-0,6$ (граниты); $0,3$ (диабазы). Но все полученные значения относительных скоростей выветривания (денудации) больше обусловленной первым опытом. Вероятной причиной этого является то, что дезинтеграция пород не доходила до такой стадии, когда материал выветривания мог транспортироваться при склоновом смыве. Кроме того, оценки делались разными приемами и по объектам, находившимся в разных условиях. Скульптура склонов на большей части территории юга Забайкалья моделирована разными видами склонового смыва, нужно вносить поправку в полученные значения относительных скоростей выветривания и денудации. Данных для этого нет. Поэтому все породы разделены на три группы: 1) в разной степени литифицированные осадочные породы (комплексы осадочных пород мезозоя); 2) метаморфизованные осадочные породы (комплексы пород нижнего и верхнего палеозоя); 3) метаморфические (комплексы пород протерозоя и архея), изверженные породы - приняв относительную скорость полной дезинтеграции пород первой группы за 1, второй - $0,5$, третьей - менее $0,1$. Соотношения искажены скорее всего в сторону завышения относительных скоростей для второй и третьей групп.

Для сравнения эрозионной устойчивости можно взять относительные скорости течения воды, при которых не происходит размыва ложа и берегов в породах разного состава. В.Д. Ломтадзе /1977/ в приводимой им таблице (табл. II-1, с. 45) породы делит на несколько групп. К твердым, скальным он относит граниты, диабазы, базальты, сиениты, диориты, кварциты, гнейсы и другие массивные слаботрещиноватые породы (неразмывающие скорости - 15 м/с) и песчаники прочно сцементированные, известняки, доломиты, мраморы плотные, неслоистые ($4-5$ м/с), что соответствует третьей и второй группам пород по денудационной устойчивости. К относительно твердым, полускальным (соответствуют первой и второй группам по

денудационной устойчивости) - известняки кавернозные, доломиты, песчаники, плотные, слоистые (вторая группа, $3-4$ м/с), глинистые известняки и песчаники, мергели, сланцы (первая группа, $2-3$ м/с). Относительные скорости эрозии для первой группы пород - 1, для второй - от $0,6$ до $0,4$, для третьей $0,1-0,2$. Используя эти цифры для оценки влияния субстрата на морфометрию рельефа, можно учесть очень приблизительно это влияние при оценке неотектонических движений.

Таким образом, прежде чем проводить оценку интенсивности новейших тектонических движений, нужно выяснить следующее.

1. Есть ли какие-либо доказательства тому, что оценки деформаций можно делать по строению предполагаемой исходной поверхности, уровень которой близок к уровню реально существующих элементов поверхности (вершинные поверхности, близость абсолютных высот вершин на каких-то участках и т.д.). Для этого сравнивается размещение крупных элементов скульптуры с размещением геологических тел с разными минеральным составом и сложением. При этом может быть установлено, что: а) распределение топографических масс соответствует современным условиям или б) распределение топографических масс, образующих скульптуру поверхности, имеет реликтовый характер (моделировка поверхности произошла в контрастно отличных от современных условиях, и только мезо- и микроскульптуры соответствуют современным условиям). Только в случае "б" можно при оценках новейших тектонических движений использовать данные об элементах современной поверхности, рассматривая их как данные об "исходной поверхности".

2. Прежде чем строить модель структурной основы рельефа, нужно сравнить размещение крупных элементов рельефа с размещением полей горных пород с разной эрозионной и денудационной устойчивостью. Только после этого возможно ограничение геоморфоструктур. Установление характера поверхности до ее неотектонической деформации в большинстве случаев маловероятно, но уровень схождения склонов может отражать интенсивность новейших тектонических движений. Для этого выделяются зоны с разной крутизной склонов на породах с равной денудационной устойчивостью, при этом учитывается и климатическая поясность, так как различия крутизны могут быть обусловлены различной степенью дезинтеграции одинаковых пород в разных условиях. Из-за литоморфной обусловленности за тектонические границы морфоструктур могут быть приняты литоморфные ступени.

Карты "Атласа Забайкалья" не позволяют провести все необходимые оценки и выразить их графически, что было бы лучшей иллюстрацией возможностей применения таких приемов при построении неотектонических карт. И все же анализ карт из атласа дает возможность сделать несколько предварительных выводов. Взяв в качестве индикатора остаточного распределения топографических масс, предопределенных проявлениями экзогенных процессов в условиях теплого и влажного климата (палеоген-миоцен), массивы интрузивных пород основного состава, совместили карты атласа "Гипсометрия" и "Геология". По ним были выделены площади, где выходы габбро-диоритов, пироксенитов и перидотитов образуют относительные понижения (рис. 17), т.е. участки территории, где можно предполагать остаточное распределение топографических масс и вершинные поверхности которых можно в первом приближении считать исходными при оценке вертикальной амплитуды новейших тектонических деформаций. Эти участки соответствуют Юго-Восточному Забайкалью (граница проходит по юго-восточному склону Даурского хребта, совпадает с долинами рек Белый и Черный Уржум), Селенгинскому среднегорью и Витимскому плоскогорью (второй участок), южной части Северо-Байкальского нагорья (в пределах Бурятии).

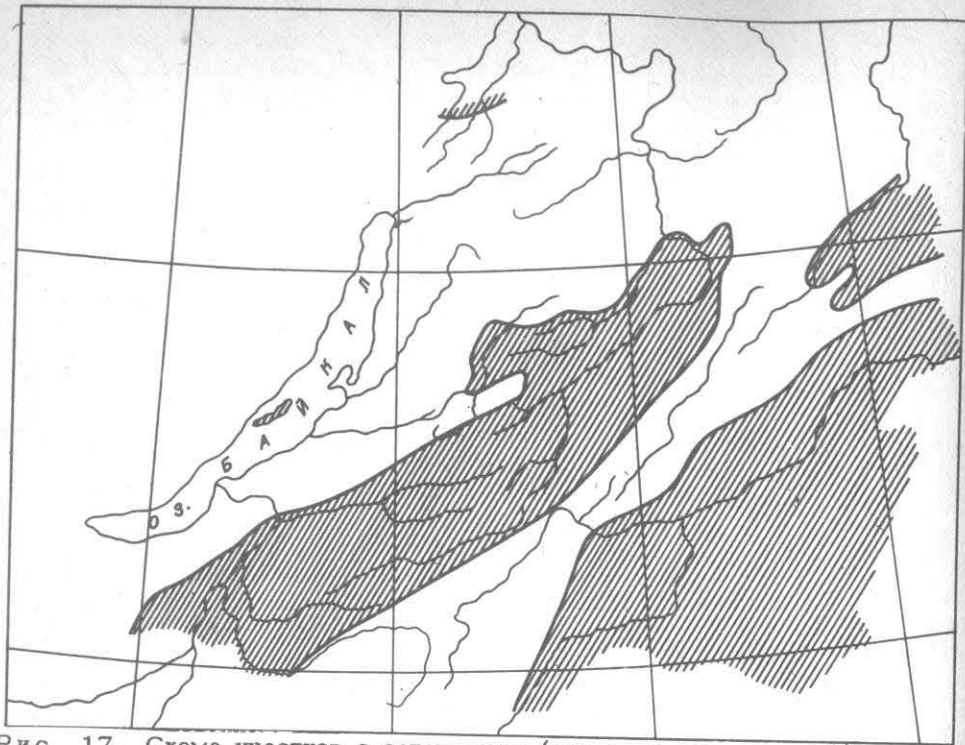


Рис. 17. Схема участков с остаточным (палеоген-миоценовым?) распределением топографических масс (заштрихованы).

Сравнение схемы распространения типов пород, отличающихся денудационной и эрозивной устойчивостью (рис. 18), с картой атласа "Крутизна склонов" позволяет предположить следующее. Селенгинское среднегорье и Витимское плоскогорье испытывают наименьшие тектонические деформации, рельеф этого участка претерпел наименьшую трансформацию и под воздействием экзогенных процессов. Последние наиболее интенсивно переработали рельеф в центральных частях горных массивов, когда они оказывались в поясе интенсивных проявлений мерзлотных процессов. Это предположение можно распространить и на все Витимское плоскогорье (его скульптура моделирована мерзлотными процессами без значительных изменений размаха рельефа). Юго-Восточное Забайкалье при остаточном распределении топографических масс, условно соответствующих палеогену-миоцену или характеризуется большей интенсивностью неотектонических деформаций, или изначально было более гористым, чем Селенгинское среднегорье.

Селенгинское среднегорье и Витимское плоскогорье отделены от Юго-Восточного Забайкалья системой горных хребтов, где распределение топографических масс не носит реликтового характера. По крутизне склонов эта зона не отличается от Юго-Восточного Забайкалья. Она может рассматриваться как остаточный горный массив, размах рельефа которого был заметно уменьшен по сравнению с Селенгинским среднегорьем в результате действия экзогенных процессов. Остаточного распределения топографических масс в скульптуре не сохранилось. Вершинные поверхности горных хребтов этой зоны нельзя рассматривать как реликты какой-то базисной поверхности выравнивания: это надбазисные криогенные поверхности. В то же время

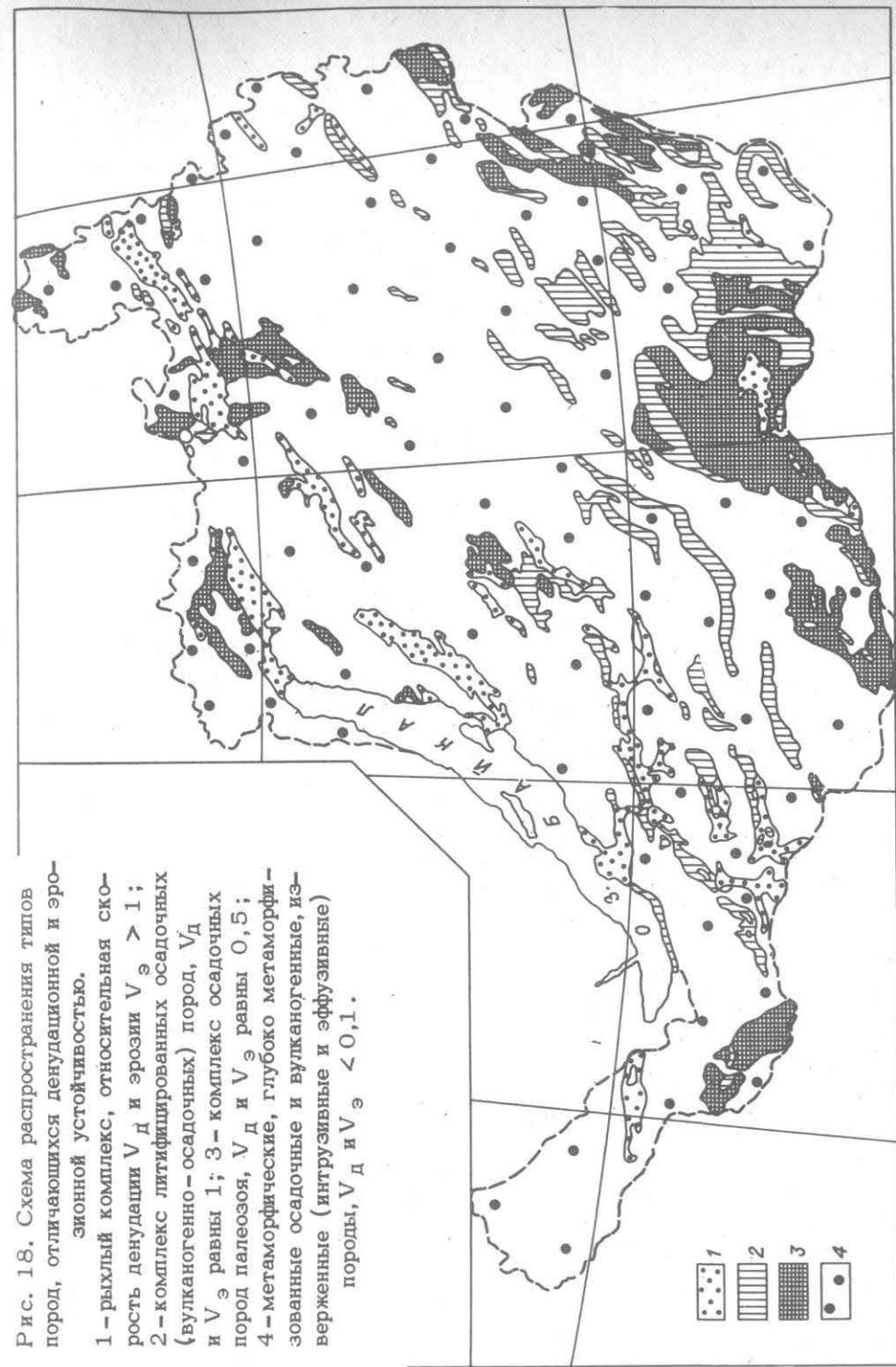
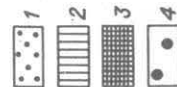


Рис. 18. Схема распространения типов пород, отличающихся денудационной и эрозивной устойчивостью.

- 1 - первый комплекс, относительная скорость денудации V_d и эрозии $V_э > 1$;
- 2 - комплекс литифицированных осадочных (вулканогенно-осадочных) пород, V_d и $V_э$ равны 1; 3 - комплекс осадочных пород палеозоя, V_d и $V_э$ равны 0,5;
- 4 - метаморфические, глубоко метаморфизованные осадочные и вулканогенные, изверженные (интрузивные и эффузивные) породы, V_d и $V_э < 0,1$.



нельзя исключать, что эта зона хребтов может быть более тектонически активна, чем Юго-Восточное Забайкалье. Зона повышенных значений крутизны склонов совпадает с зоной Байкальского рифта. В ее пределах сохранились участки с остаточным палеоген-миоценовым (?) распределением топографических масс. В погребенном состоянии они установлены под миоценовыми "вершинными" покровами базальтов /Антощенко-Оленев, 1968/, а на дневной поверхности к ним можно отнести участок развития пластового рельефа в нижнем течении Утулика, а также рельеф о. Ольхон (исходный рельеф - эрозионное низкогорье) и Приольхонья. Все эти участки расположены ниже уровня абсолютных высот 1000-960 м, от которых вверх получают развитие реликтовые гольцовые формы рельефа на Приморском, Байкальском хребтах, на северном склоне хр. Хамар-Дабан и др. Следовательно, и в этой зоне для осевых частей хребтов моделировка скульптуры соответствует гольцовому поясу, а вершинные поверхности являются криогенными надбазисными.

VI. СЛЕДЫ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ

Очерк посвящен частоте изменений климата в голоцене, которые удается установить по следам русел рек и в разрезах ложкового аллювия и делювия. Среди пяти-восьми фаз повышения общей увлажненности климата, которые зафиксированы погребенными горизонтами почв в разрезах ложкового аллювия и делювия, устанавливаются по крайней мере две, которые по величине изменения стока рек можно сравнивать с крупными событиями позднего плейстоцена.

Следы эпох увлажнения климата в речных долинах.

При изучении поздних этапов формирования рельефа днищ речных долин и изменений расходов рек использованы аэрофотоматериалы. Оценка изменений и выявление причин таких изменений основываются на данных сравнительного анализа параметров следов излучин русел рек, образовавшихся на разных этапах развития долины. Для каждого режима водного потока характерен свой плановый рисунок русла, фиксирующийся на местности в виде эрозионных ложбин, уступов, а также следов, отраженных в закономерном распределении осадков различного состава. Выделяя участки с разными рисунками и оценивая их относительные возрастные взаимоотношения (одновременны, старше, моложе), можно из таких рисунков составить последовательный ряд (от самых древних до современных), позволяющий оценить изменение стока во времени. Для сравнительного анализа следов свободных излучин русел рек наиболее доступна зависимость радиуса кривизны излучин (τ) от ширины русла (δ). Данные, полученные после 500 замеров радиусов кривизны и ширины русла рек разного порядка по картам (масштаб 1:25000-1:50000) территории Бурятии, позволили сделать вывод, что отношение $\tau : \delta$ хотя и меняется (от 3 до 5), но эти изменения происходят одинаково часто даже на небольших отрезках русла одной и той же реки.

Все промеры выполнялись на любых меандрах. Для этого использовались круговые шаблоны с разными радиусами, которые укладывались в излучину так, чтобы отрезки окружностей шаблонов совпали с изгибом берего-

вой линии излучины. Обычно для одной излучины получалось несколько разных радиусов кривизны, соответственно было почти столько же изменений и ширины русла. Замеры радиусов делались как по внешнему, так и по внутреннему берегу излучины (170 парных замеров). Примерно из двухсот определений радиусов кривизны внешнего берега и ширины русла на участках рек, где нет фуракации, были получены такие характеристики: 1) $r:b=3-4$ в 120 случаях (среднее 3,3); 2) $r:b=4,1-5$ в 44 случаях (среднее 4,6); 3) $r:b=5,1-6$ в 22 случаях. Среднее значение коэффициента в уравнении связи ширины русла и радиуса кривизны по группам 1 и 2 равно 3,8 ($r=3,8b$ (3,75)). Так как на снимках не всегда четко читаются береговые линии "древнего" русла и промеры приходится делать как по внутренней, так и по внешней линиям "берегов", то пришлось приблизительно оценить среднюю разницу значений коэффициентов, определенных по внешнему и внутрен-

му радиусам, $\frac{r_{\text{внеш}}}{b} - \frac{r_{\text{внутр}}}{b} = \Delta_{\text{ср}} \frac{r}{b}$. Среднеарифметическая раз-

ница равна 1,4, после исключения редко встречающихся значений - 1,3. Таким образом, формула связи ширины русла и внутреннего радиуса кривизны выглядит так: $r_{\text{внутр}}=2,5\delta$. Относительное постоянство коэффициента ($k=3,5-3,8$) в уравнении связи $r=kb$ позволяет сравнивать при оценке водности потока свободные излучины рек на разных этапах их деятельности по одной характеристике: радиусу кривизны излучин (выпуклый берег).

Кроме снятия плановых характеристик русел с топографических карт были выполнены измерения радиусов кривизны излучин, ширины русел ряда рек на аэрофотоснимках межгорных впадин и горных участков. По данным измерений построены гистограммы изменений отношений радиусов кривизны к ширине русел Темник, Оронгой, Убукун, Хилок, Селенга (рис. 19). Разброс значений $r:b$ здесь больше, чем по данным, снятым с топографических карт.

Гистограммы получились асимметричными, с пиками для значений $\frac{r_{\text{внешн}}}{b}$

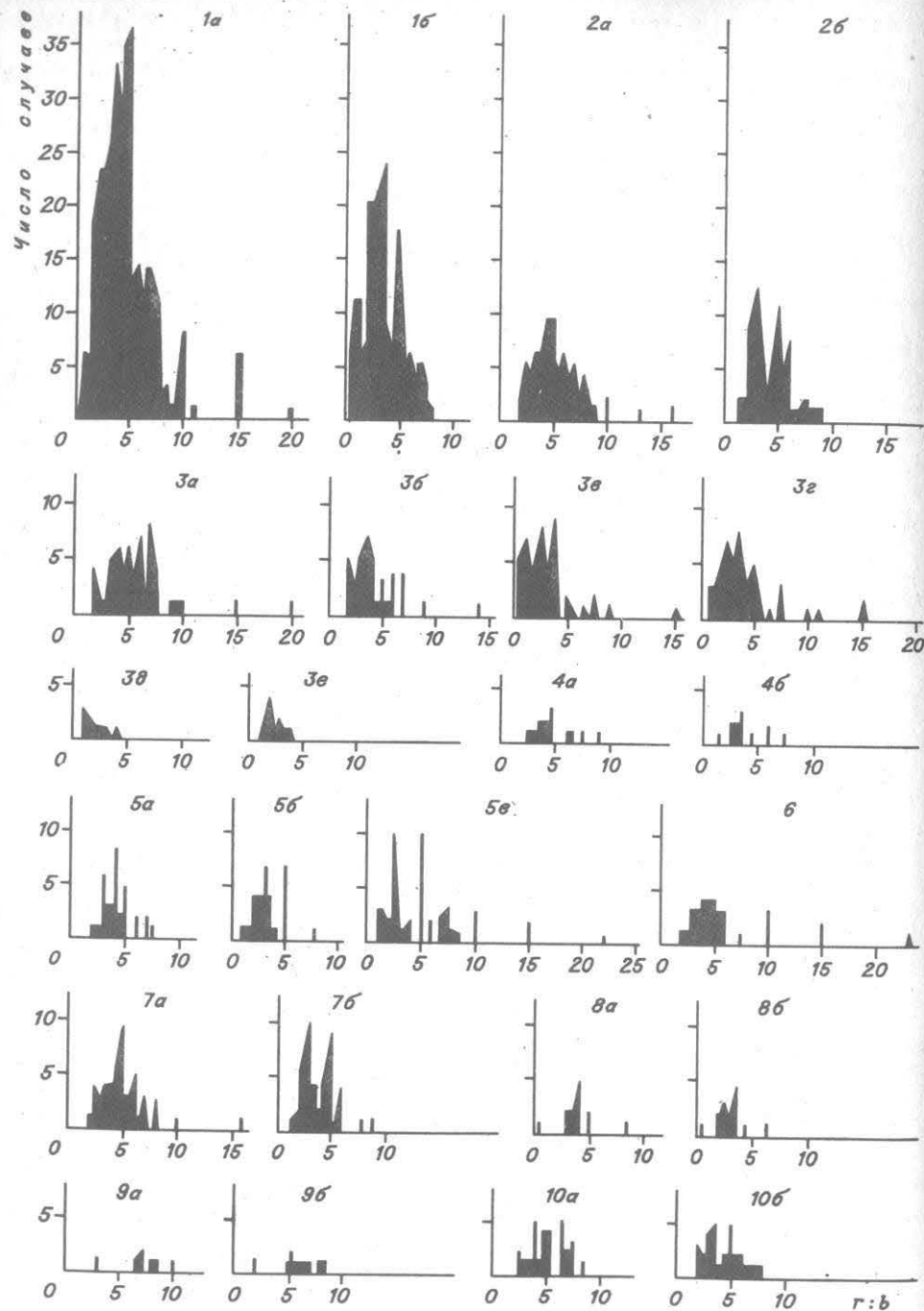
$=2,5$ (реки во впадинах), $\frac{r_{\text{внутр}}}{b}=2-3,5$ (реки во впадинах); $\frac{r_{\text{внешн}}}{b}$

$=4-5$ и $\frac{r_{\text{внутр}}}{b}=2-3,5$ и 5 (реки горных частей территории). Больший

разброс значений коэффициента, чем в случае с данными, снятыми с топокарт, можно объяснить тем, что плановые параметры рек получены по фотографиям, сделанным в период минимальных летних расходов.

Зависимость радиусов кривизны меандр (r) от руслоформирующих расходов (Q) выражается формулой $r=f\sqrt{Q}$ /Маккавеев, 1955/. Если рассматривать следы русел одной реки на геологически однородном участке, равноудаленном от истоков, предполагая, что площадь и форма водосборного бассейна не менялась или изменения были незначительными, что жидкий и твердый сток менялся в результате изменений климата, то при оценке руслоформирующих расходов "древних" водотоков можно использовать выражение $Q_{\text{д}} = Q_{\text{с}} \left(\frac{r_{\text{д}}}{r_{\text{с}}}\right)^2$, полученное на основе приведенной выше формулы

/Экспериментальная геоморфология, 1969, с. 94-95/. Наиболее интересны для такого анализа участки, где следы русел "накапливались" долгое время. Обычно эти участки долин малых и средних рек, приуроченные к днищам межгорных впадин. Практически такие участки есть в каждой геоморфологической области Бурятии /Нагорья..., 1974/: Саяно-Байкальском старом нагорье (Верхняя Ципа перед впадением в оз. Баунт, дельта Селен-



ги), Забайкальском среднегорье (Тамчинская степь; Кижинга и верхнее течение Кудуна; Петропавловская впадина в бассейне Джиды; район Еравнинских озер и долина Холоя). Не все они равноценны, но анализ их в любом случае дает интересную информацию. Далее приводятся описания / Антощенко-Оленев, 1972, 1977 / тех участков, для которых имеются данные для выработки шкалы дат.

Долина Кижинги. Площадь водосбора 2250 км². Характер распространения верхнеплейстоценовых красноцветных и плейстоценовых палево-сероцветных делювиально-пролювиальных отложений в бассейне Кижинги и смежных водосборных бассейнах свидетельствует о том, что значительных изменений площади и формы водосбора не происходило. Примерно в 45 км от истока река выходит на равнину дна межгорной котловины, ширина которой меняется от 3-4 до 10 км. Ширина русла современной реки до 15-25 м. На дне котловины сохранились следы русел разного времени (ложбины, "древние" береговые уступы, ленты русловых отложений, демаскируемые растительностью, и т.д.). В целом же поверхность равнины слабо расчленена, и границы ее неровностей (± 3 м) видны очень плохо. По аэрофотоснимкам установлена такая последовательность образования рисунков (от "древних" к молодым; рис. 20).

1. Никаких следов водных потоков в рисунке не сохранилось. На поверхности - котлы выдувания, золотые гряды. На участках, не измененных золовыми процессами, видны реликтовые мерзлотные полигональные грунты, разрушенные бугры пучения, гидролакколиты, термокарстовые просадки достигают 200-250 м в поперечнике, центральные части просадок заболочены или заняты мелкими озерами. Остатки этой поверхности наблюдаются на разных участках дна впадины.

2. Поверхность со следами русел, радиус кривизны которых меняется в пределах 125-275 м. Средний радиус кривизны излучин 166 м (табл. 1). Радиус кривизны излучин современного русла Кижинги меняется от 55 до 137 м, среднее значение 89 м. Рисунок следов русел подчеркивается близко ориентированными линиями мерзлотных полигонов, хорошо видны прирусловые отмели. Руслоформирующий расход реки, оставившей следы со средним радиусом кривизны 166 м, был в 3,6 раза больше расхода современной Кижинги.

3. Поверхность со следами мелких фулькирующих русел, руслоформирующие расходы в эту эпоху меньше современных.

Рис. 19. Гистограммы изменений отношений радиусов кривизны излучин (r) современных русел к их ширине (b).

а - радиус кривизны внешнего берега излучины; б - радиус кривизны внутреннего берега излучины.

1 - реки во впадинах. 2 - реки горных участков. 3 - р. Темник, сухая дельта (Тамчинская степь); в-е - следы русел на Тамчинской равнине: в, г - 1-й пояс меандрирования; д, е - 2-й пояс меандрирования (в, д - радиус кривизны внутреннего и г, е - внешнего "берегов" следов излучин). 4 - р. Темник (от р. Усть-Урма до р. Удунга, горная долина). 5 - р. Оронгой (впадина); в - по средним радиусам кривизны излучин. 6 - р. Убукун, только по среднему радиусу кривизны излучин. 7 - р. Хилок (стрелка - Усть-Хилок, п. Зуй, меридиональный участок). 8 - р. Кижинга (впадина). 9 - р. Селенга (от стрелки Селенга-Хилок, фулькирующее русло, горная часть долины). 10 - р. Селенга (свободные излучины между устьем р. Темник и р. Баян-Гол, впадина).

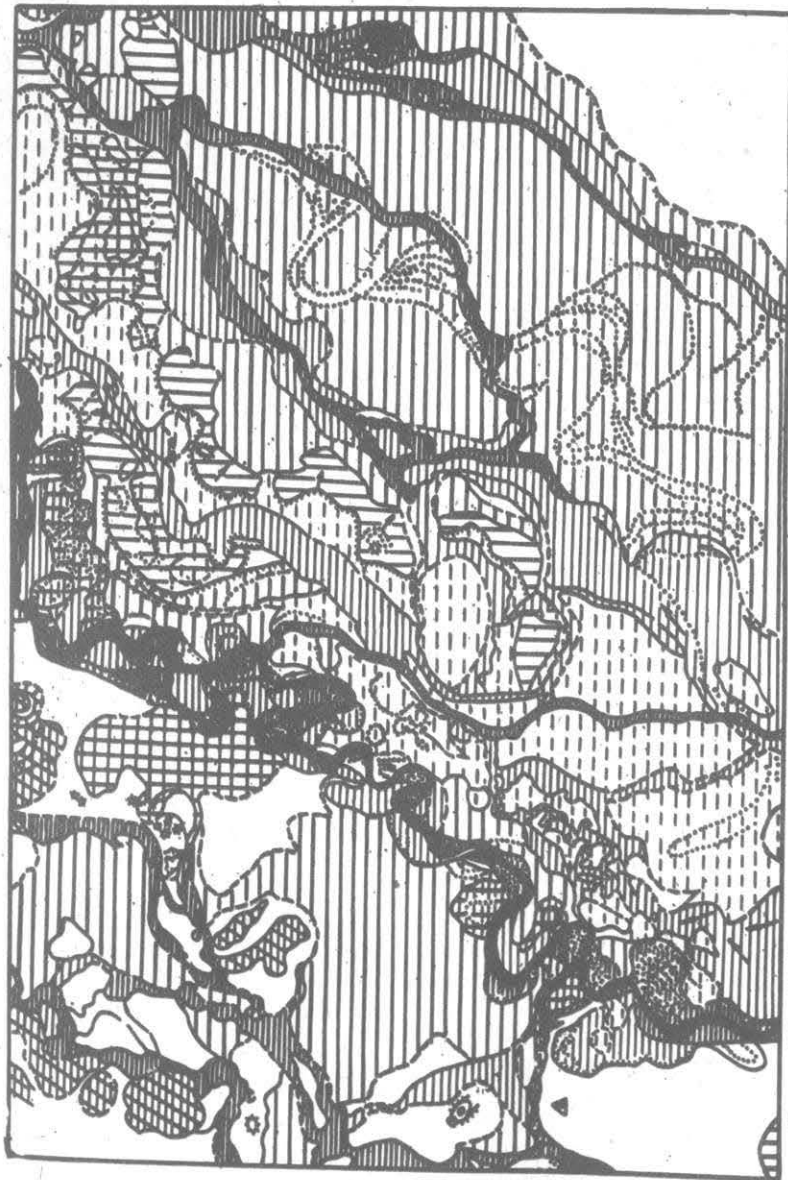


Рис. 20. Геолого-геоморфологическая схема участка дна долины р. Кижинга, составленная по аэрофотоснимку.

1-5 - разновозрастные поверхности (см. текст); 6 - террасы врезания; 7 - озерные отложения в термокарстовых понижениях; 8 - наклонные поверхности; 9 - эрозионные уступы; 10 - следы русел, прирусловых отелей; 11 - градины поверхностей (площадей распространения отложений определенного возраста); 12 - бугры лучения, термокарстовые воронки и понижения; 13 - скульптурные поверхности; 14 - местоположение стоянки.

4. В полосе, прилегающей к современному руслу, сохранились участки поверхности с рисунком меандр, иногда разделяющихся на два-три рукава. Средний радиус кривизны излучин отдельных рукавов равен 72 м. Это меньше, чем у современного русла, но там, где рукава соединяются, средний радиус увеличивается до 110 м. Последнее свидетельствует о том, что река на четвертом этапе была в 1,5 раза многоводней современной. В отложениях этого времени найдены обломки субфоссильных костей современных животных.

5. Поверхности со следами фуркаций, развитые в полосе деятельности современного потока; река выходила на поверхности другого возраста и там фуркировала, разгружаясь от наносов и стекая далее по узким ложбинам.

6. Вдоль современного русла развито от одной до трех террас. Средний радиус кривизны излучин при формировании рекой террас был равен современному. На берегах отмерших русел найдены стоянки человека эпохи ранней бронзы (3-3,5 тыс. лет тому назад).

7. Река образовала врезанные меандры. Средний радиус кривизны излучин равен 89 м. Скорее всего, это конечный результат работы реки на шестом этапе, так как здесь нарушается соотношение между шириной современного русла и радиусом кривизны излучин. Только прирусловые отели, следы русел на низкой пойме более соответствуют современным расходам реки. Правда, последнее можно объяснить и неравномерностью стока, что заметно влияет на размеры и форму меандр.

При неравномерном стоке радиус кривизны меандр может быть меньше, чем должен быть при фактическом расходе реки в половодье, и больше, чем при существующем расходе в межень. Поэтому восстановление по следам русел характеристик расходов хотя и дает сравнительные количественные оценки стока, но не учитывает ряд показателей, характеризующих климат. По существу, оценивается только руслоформирующий расход, так как поверхностный сток является только частью общего, складывающегося из подземного и поверхностного. Поверхностный сток может возрасти без увеличения общей увлажненности климата, а только за счет уменьшения подземного стока. Причины изменения стока могут быть разными, но в данном случае наиболее вероятной является формирование многолетней мерзлоты. Однако в бассейне Кижинги и Кудуна, который развивался сходным образом, до активного проведения ирригационных работ поверхность многолетнемерзлых грунтов залегала на глубинах от 1,5 до 3 м, и, следовательно, уменьшение современного поверхностного стока по сравнению со стоком второго этапа Кижинги нельзя связывать с увеличением подземного стока, а надо предполагать изменения общей увлажненности климата.

Тамчинская степь - следы береговых линий Гусино озеро и русел Темника. Н.А. Бестужев, записав рассказы местного населения, высказал твердую убежденность в молодости Гусино озеро. Мнение об очень молодом возрасте озера сохранялось долгое время. Большая часть доказательств основывалась на рассказах свидетелей или преданиях, некоторых исторических документах, записках путешественников, которые фиксировали рассказы местных жителей. Геологический материал был недостаточен для доказательств, так как при наземных исследованиях пропускался ряд объектов. Однако работами А.А. Захваткина, Д.Б. Базарова, В.В. Ламакина некоторые вопросы были удачно решены. Во-первых, установлено, что котловина озера возникла в результате формирования наземной дельты Темника /Базаров, 1961/. Во-вторых, время образования озера стало считаться позднплейстоценовым-раннеголоценовым /Базаров, 1961/ или средне-позднплейстоценовым /Ламакин, 1954/.

Приведенные ниже данные получены в результате дешифрирования аэрофотоматериалов по Тамчинской равнине и южному – юго-западному побережью Гусиного озера и нескольких маршрутов в этом районе. Самый древний пояс береговых валов расположен в 3,5–3,2 км юго-восточнее современной береговой линии (рис. 21). Общая ширина его 470–500 м. Внешняя граница второго (мидиального) пояса береговых валов по перпендикуляру к их простиранию удалена от современного берега на 1,77, а внутренняя – на 0,95 км. Пояс образован тремя субпараллельными сериями валов, разделенными широкими понижениями (160–100 м). Ширина внешней серии 100–170 м, средней – 100–170, внутренней – 270–440 м.

Пояс береговых валов, внутренняя граница которого совпадает с современной береговой линией, не менее широк, чем два более древних. Едва ли его образование связано с последним повышением уровня озера. По крайней мере, за 20–30 лет, что разделяют аэрофотосъемки, материалы которых были использованы для сравнения, изменений вдоль береговой линии не было замечено.

Итак, ширина поясов: внешнего (наиболее древнего) – 470–500 м, среднего – 700–800 м, внутреннего (самого молодого) – 580–820 м. Исключая древний пояс, где детали строения не очень ясны, можно сравнить морфометрические характеристики серий валов и разделяющих их понижений, которые образуют средний и внутренний пояса береговых валов (табл. 2). Каждый пояс образуется тремя сериями валов, разделенными линейными понижениями.

Превышения гребней валов любой серии над урезом озера разнятся мало – 1–3 м, валы среднего и внешнего поясов несколько ниже валов внутреннего пояса. Характеристики этих образований заставляют думать о ритмичности процессов, приведших к их возникновению.

Кроме следов береговой линии Гусиного озера на Тамчинской равнине между Цаган-Го-

лом и Байан-Голом сохранились следы русел, образующих несколько поясов меандрирования (табл. 3). Потоки, их оставившие, имели разный руслоформирующий расход.

По отношению к руслоформирующему расходу современного Темника водотоки, оставившие следы на Тамчинской равнине, характеризовались такими расходами: потоки первого этапа были многоводнее Темника в 1–1,3 раза, второго, третьего и четвертого (вдоль современного Цаган-Гола, возможно, отвечает стоку 1730 г) были менее водными – расход в 0,4; 0,6; 0,25 раза меньше расхода современного Темника соответственно. Руслоформирующий расход современного Цаган-Гола во всех случаях был в несколько раз меньше водотоков предшествующих этапов: относительно первого – в 11,6; второго – в 4; третьего – в 5,3; четвертого – в 2,25 раза. Сравнение проведено по радиусу внешней выпуклой линии излучин, так как внутренние линии излучин, ширина "русел" определяются хуже. Следы русел на Тамчинской равнине не несут информации, однозначно указывающей на изменения климата, хотя

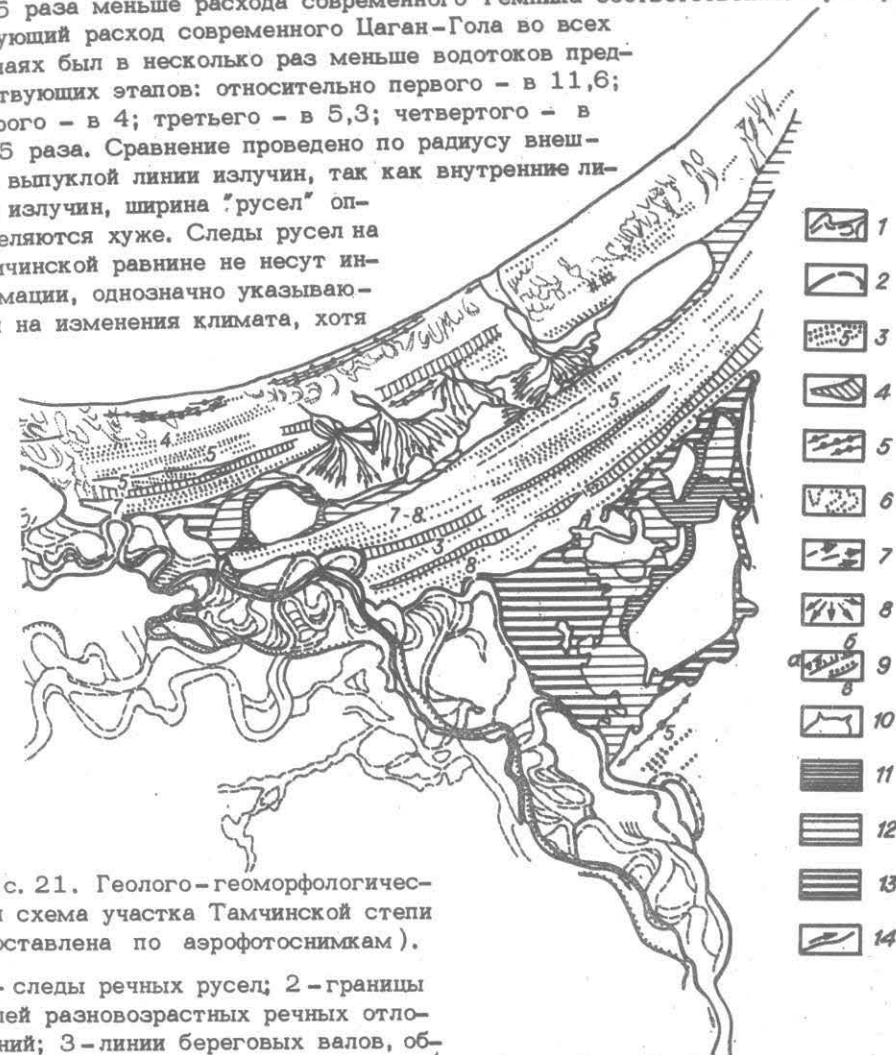
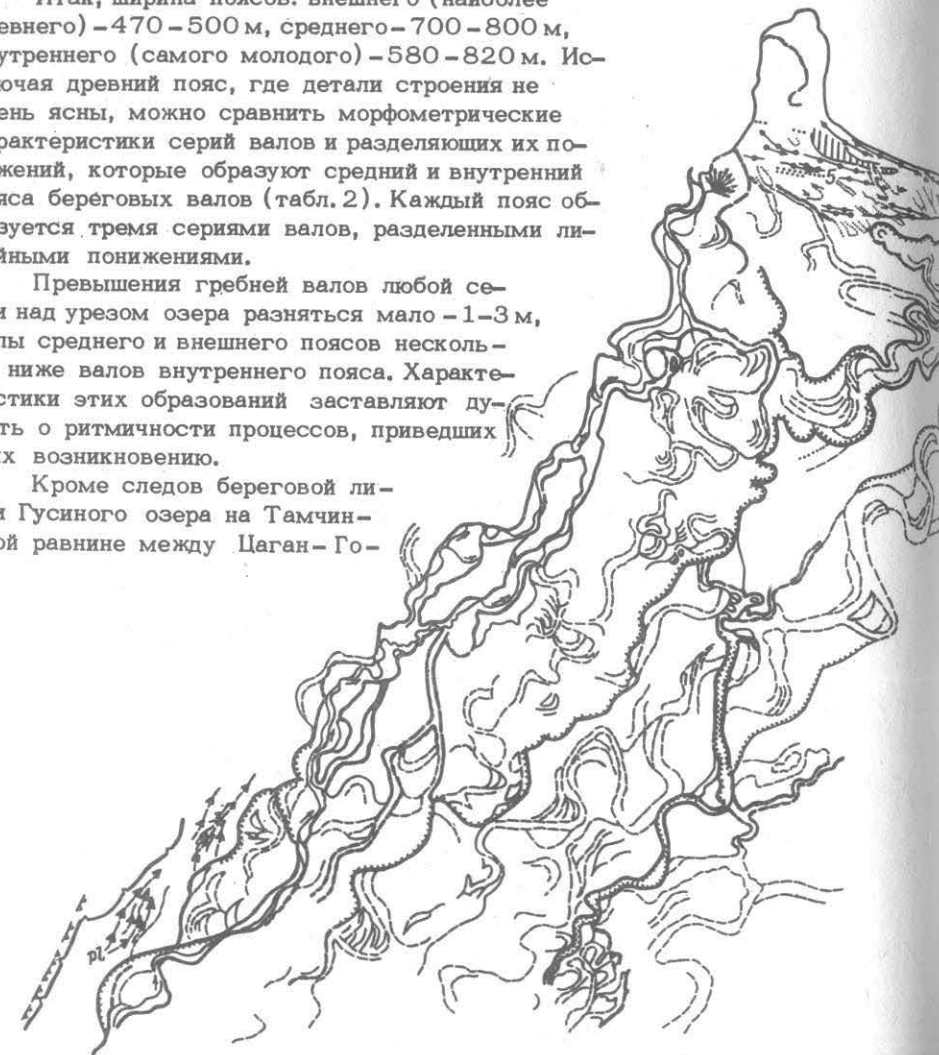


Рис. 21. Геолого-геоморфологическая схема участка Тамчинской степи (составлена по аэрофотоснимкам).

1 – следы речных русел; 2 – границы полей разновозрастных речных отложений; 3 – линии береговых валов, образующие серии из пяти (или иного числа) микросерий; 4 – понижения, разделяющие пояса валов на серии; 5 – современные береговые валы; 6 – дефляционные котловины и мелкие дюны; 7 – аллювиально-пролювиальные накопления; 8 – современные конусы выносов; 9 – эрозионные уступы (а – коренные, б – в рыхлых отложениях, в – то же, на границе разновозрастных толщ); 10 – подошвы уступов, склонов; 11–13 – разновозрастные озерные отложения в понижениях, разделяющих пояса береговых валов; 14 – направление водотоков.

Этап, время	г, м		b, м	г	
	внутренний	внешний		внутр	внешн
				b	b
Фаза увеличения влажности, второй этап, конец позднего плейстоцена	137,5	175	50	2,7	3,5
	112,5	150	45	2,5	3,3
	212,5	275	150	1,4	1,8
	125	175	-	2,5	3,5
	30?	87?	80?	0,37	1,09
	75	125	75	1,0	1,6
Начало второй фазы увеличения влажности. Поверхности четвертого этапа, голоцен	Данных нет	50		Данных нет	
		50			
		62,5			
		100			
		100			
		52,5			
		77,5			
		45			
		100			
		75			
		75			
Завершение второй фазы увеличения влажности	57,7	125	75	0,7	1,6
	Данных нет	50		Данных нет	
		75			
		125			
		175			
Третья фаза увеличения влажности		75		Данных нет	
		75			
	87,5	-			
Поверхности шестого этапа. Голоцен	Данных нет	107,5			
		142,5			
		75			
Современный поток. Врезанные меандры	50	62,5	20	2,5	3,1
	62,5	100	25	2,5	4,0
	125	137,5	27,5	4,5	5,0
	62,5	75	17,5	3,5	4,2
	50	55	15	3,3	3,7
	100	125	15	6,6	8,3
	50	77,5	25	2,0	3,1
	70	95	25	2,8	3,8
	65	100	200?	0,32?	0,5?
	50	75	15	3,3	5,0
	50	75	15	3,3	5,0
	75	100	25	3,0	4,0
	50	75	20	2,5	3,7

Характеризуемые элементы	Внутренний пояс			Средний пояс		
	1	2	3	1	2	3
	Ширина серий, м	280-570	135-170		270-300	100-170
Число валов (микросерий)	16	7		9-10	4-6	8-9

Ширина понижений, Плохо вы-Между 2-й Между внутрен-Между Между 2-й
м ражено, не и 3-й - ним и средним 1-й и и 3-й -
выражено 60-100 поясами - 200-2-й - 60-100
-480 60-100

Примечание. 1-3 - серии валов: 1 - внутренняя, 2 - средняя, 3 - внешняя.

Таблица 3

Этап	г, м		b, м	г внешн. b
	внешний	внутренний		
Первый	240	177	78	3
Второй	136	122	60	2,3
Третий	160	122	54	3
Современный Цаган-Гол	Свободные и врезанные		10	3,5-10
	34-68 (120)			
Современный Темник	210	170	40-43	4,8

и содержат ее. Причины, обусловившие изменение стока, надо рассматривать в двух вариантах: 1) в отдельные эпохи весь расход Темника или значительная его часть поступали в Гусиное озеро; 2) Темник был значительно многоводней современного, а часть воды стекала по одному из его рукавов в Гусиное озеро, причем сток был больше современного Цаган-Гола. Все пояса меандрирования образовались после формирования среднего пояса береговых валов. Два из них возникли до образования внутреннего пояса валов, а два - после. При этом современный прорезает внутренний, а третий, частично пересыпанный золовыми песками, размыл внешний край пояса валов, примыкающего к современной береговой линии.

Таким образом, южная береговая линия озера смещалась на север, уровень озера не менее трех раз был выше современного в течение долгого времени. За время между этапами образования среднего и внутреннего поясов береговых валов наращивалась наземная дельта Темника, на поверхности которой сохранились следы русел водотоков разной мощности. Данных для датировки этих образований собрано недостаточно. Установлено, что все следы русел на Тамчинской равнине моложе подрезанных пролювиальных шлейфов, образованных в среднем и позднем плейстоцене. На коренном "берегу" озера, между внешним и средним поясами береговых валов, а также на некоторых площадках террасовидных уступов над Баян-Голом, юго-восточнее внешнего пояса, собраны каменные орудия палеолитического облика.

Еравнинские озера. В 1870 г. озера Еравнинской группы настолько высохли, что вода сохранилась в глубоких ямах и бороздах некоторых из них.

огромные площади больших озер превратились в луга. Ванна мелководного озера Укыр в 1927 г. была сухой и служила пастбищем, в 1931 г. начала заполняться: в 1956 г. озеро имело площадь 4,8 км² /Предбайкалье и Забайкалье, 1965, с. 159/. При изучении таких озер по аэрофотоснимкам нельзя наблюдать непрерывной смены рисунков, отражающих стадии развития озер. В рисунках сохраняются только следы максимальных стояний уровня. Из-за отсутствия миграции (по крайней мере, она не была однозначно прочтена) озерных котловин снятая со снимков информация фрагментарна. "Весной при сильных паводках обычно Холой через Хынтар течет в Малую Еравну, которая, переполняясь, поднимает свой уровень и сливается с озером Бол. Еравной, которая, в свою очередь, в это время года заливает перешеек на южном берегу и стирает свои границы с оз. Сосновским" /Соллертинский, 1929, с. 4/.

В результате дешифрирования аэрофотоматериалов и измерений на снимках и местности были выделены разновозрастные поверхности.

Наиболее древняя – поверхность озерной аккумуляции – в отдельных случаях подходит к подножиям коренных гор. Чаша современных озер заглублены в эту поверхность. Например, "древняя" поверхность озерной аккумуляции к оз. Хархойта обрывается уступом высотой 6–8 м (северный берег, уступ сложен серыми илами, илистыми песками, на которых развиты мощные лугово-болотные, мерзлотные почвы). Видимо, развитие мощных почв маскирует структуру аккумулятивной поверхности, и поэтому нельзя утверждать, что интерпретация природы "древней" поверхности, сделанной по аэрофотоизображению, обязательно верна (может быть и речной, и озерной). Ниже уровня "древней" поверхности на 2–3 м расположена поверхность дельты рек Домна – Соболка. Находки в аллювии Домны (сильноглинистые желто-серые, белесые дресвяные пески, серые илы с линзами отмытых дресвяных и разнозернистых песков) зуба мамонта, метоподия и астрагала бизона позволяют говорить о позднелайстоценовом возрасте этих образований. Между пос. Хаймисан и руслом Домны – Соболки на поверхности речного происхождения (расстояние около 5 км) распространены мелкие озерные ванны, выполненные, судя по плужным отвалам в их пределах, песчаными илами. Наиболее крупные из этих ванн вдоль южных, юго-восточных, реже восточных "берегов" имеют пояски из следов береговых валов. Последние могут быть совершенно не выражены в рельефе. Разновременные террасы Домны – Соболки характеризуются небольшой разницей высот над тальвегом, бровки их сильно заглажены при пахоте и только на аэрофотоснимках они достаточно четко различаются по резкости струйчатого рисунка, а также по пересечению, срезанию более древних рисунков молодыми. Уверенно выделена только низкая пойма, высокая пойма трудно определяется от I террасы. II терраса достигает высоты 3 м, III терраса соответствует поверхности дна пади руч. Зубариха. В русле на "пляже" руч. Зубариха были собраны обломки бивня, зубные пластины и обломок лопатки мамонта. Так как эрозионный врез в плоское дно пади распространяется от устья не более чем на 1,5 км, а иных аккумулятивных форм, кроме прорезанного промоины дна, нет, то фаунистические остатки могут принадлежать только этой толще.

Перешеек между озерами Бол. и Мал. Еравнинские, Сосновое и Хаймисановское образованы сериями валов. Отдельные из них не выражены в рельефе, но на аэрофотоснимках видно чередование нечетких дугобразных узких полос светло- и темно-серой окраски. Первые соответствуют гребням валов, вторые – межваловым понижениям. Современные же береговые валы оз. Бол. Еравнинское образуют серию четко ограниченных изогнутых узких

гряд. На юго-западном берегу котловина Хаймисановского озера слабо выражена. На поверхности перешейка между Бол. и Мал. Еравнинскими озерами, возвышающегося над урезом на 5–8 м, собраны предметы неолитической культуры. Наиболее богатые сборы были сделаны на поверхности озерной террасы, сложенной отложениями береговых и подводных валов между озерами Хаймисановским и Сосновым /Ивашина, 1970/. Основные находки приурочены к первому со стороны оз. Соснового валу, хотя отщепы, скребки и прочее попадались и при движении к оз. Хаймисановскому, куда валы понижаются, а краевой древний вал лишь незначительно возвышается над современным, от которого отделен понижением шириной до 300 м. Кроме аккумулятивных форм озерного происхождения на участках, где берега сложены палеозойскими породами, наблюдаются абразионные террасы, перекрытые маломощными голубовато-серыми илами, серыми песками. На п-ове Малохаргинский, где собраны предметы материальной культуры неолита и эпохи ранней бронзы, терраса ограничена абразионным уступом высотой 10–14 м; юго-западнее с. Исинга на 7–10-метровой абразионной террасе Л.Г. Ивашиной открыт /1970/ неолитический могильник.

Взаимоотношения фотоизображения поверхностей озерного и речного происхождения, приуроченность археологического материала к поверхностям озерных террас определенного уровня, находки остатков фауны позволяют отметить этапы развития. Выдвижение, рост дельт рек – притоков Холоя привели к формированию на дне долины Холоя замкнутых понижений, которые впоследствии стали заполняться водой, образуя проточные озера. Формирование замкнутых понижений в результате накопления мощных конусов выноса и наземных дельт возможно вследствие или аридизации климата, когда растительный покров не мог защищать склоны от эрозии, или неотектонических деформаций, когда усиливался процесс врезания рек в свои ложа. Последнее, судя по распространению реликтов химических кор выветривания, не могло здесь играть существенной роли, а первое подтверждается наблюдениями А.С. Ендрихинского, который на основании изучения разрезов плейстоценовых отложений пришел к выводу о широком участии в них делювиальных и пролювиальных отложений (интенсивный склоновый смыл). В современном рельефе признаки, указывающие на моделировку скульптуры склоновым смывом (мелкоовражным размывом и струйчатым смывом), малочисленны: небольшие участки склонового мелкопочечника, в то же время широко развиты мерзлотные процессы и образованные ими микро- и мезоформы рельефа. Об интенсивности этих процессов и их роли в моделировке скульптуры можно судить по проявлениям мерзлотного крипа и солифлюкции. Горными работами установлено перемещение глыбых курумов на несколько километров по пологому склону от контакта гранитов, из глыб которых сложен курум. Подобные смещения глыбового материала наблюдались и по днищам речных долин (верховья рек Она, Бугарикта). Современный климат Витимского плоскогорья влажнее и прохладнее климата времени формирования наземных дельт и мощных конусов выносов. Уклон дна долины Холоя мог быть больше современного, так как, по данным Е.С. Соллертинского /1929/ днища озер Бол. и Мал. Еравнинские, Сосновское полого наклонены на восток. Наиболее глубокие участки озер, имеющие вид удлиненных в северо-северо-восточном, северном направлении понижений (здесь глубина озер 4–6 м), располагаются на участках, примыкающих к наиболее развитым береговым валам. Причины асимметрии профиля озерных котловин могут быть и другими: 1) особенности наложения конусов выносов на дно тектонической озерной депрессии; 2) результат воздействия на дно озера течений,

лажнения позднего плейстоцена озера Сосновское, Хаймисановское, Хоронхойто, Бол. и Мал. Еравнинские составляли единое озеро со сложной береговой линией. В результате переработки наземной дельты Тулдуна сформировалась перемычка между теперешними озерами Бол. и Мал. Еравнинское. Это могли быть подводные валы, в виде кос, островов, поднявшиеся над уровнем проозера, которые затем соединились, продолжая наращиваться в ширину за счет береговых валов на восточном берегу оз. Бол. Еравнинское. Возможно, за счет перемычки отложений конуса выноса Тулдуна и Соболики (на снимках хорошо видны следы ее старых рукавов, впадавших в оз. Хаймисановское) в это же время сформировалась серия береговых валов вдоль восточного берега оз. Сосновского, которые выдвинулись в виде мыса в пр. Бол. Еравнинское, обособив два залива — Сосновский и Хаймисановский, которые уже в голоцене были полностью обособлены как самостоятельные озера (лагуны) от Бол. Еравнинского. Возможно, что современная перемычка между озерами Бол. Еравнинское и Сосновское образована подводными валами, так как при повышении уровня воды Сосновское с Бол. Еравнинским образуют единое озеро /Соллертинский, 1929/. Время завершения образования перемычки между Бол. и Мал. Еравнинскими озерами определяется как поздний плейстоцен. В неолите, бронзовом веке на нем уже поселялись люди, а уровень зеркала озера не поднимался так, чтобы озеро затопляло перемычку.

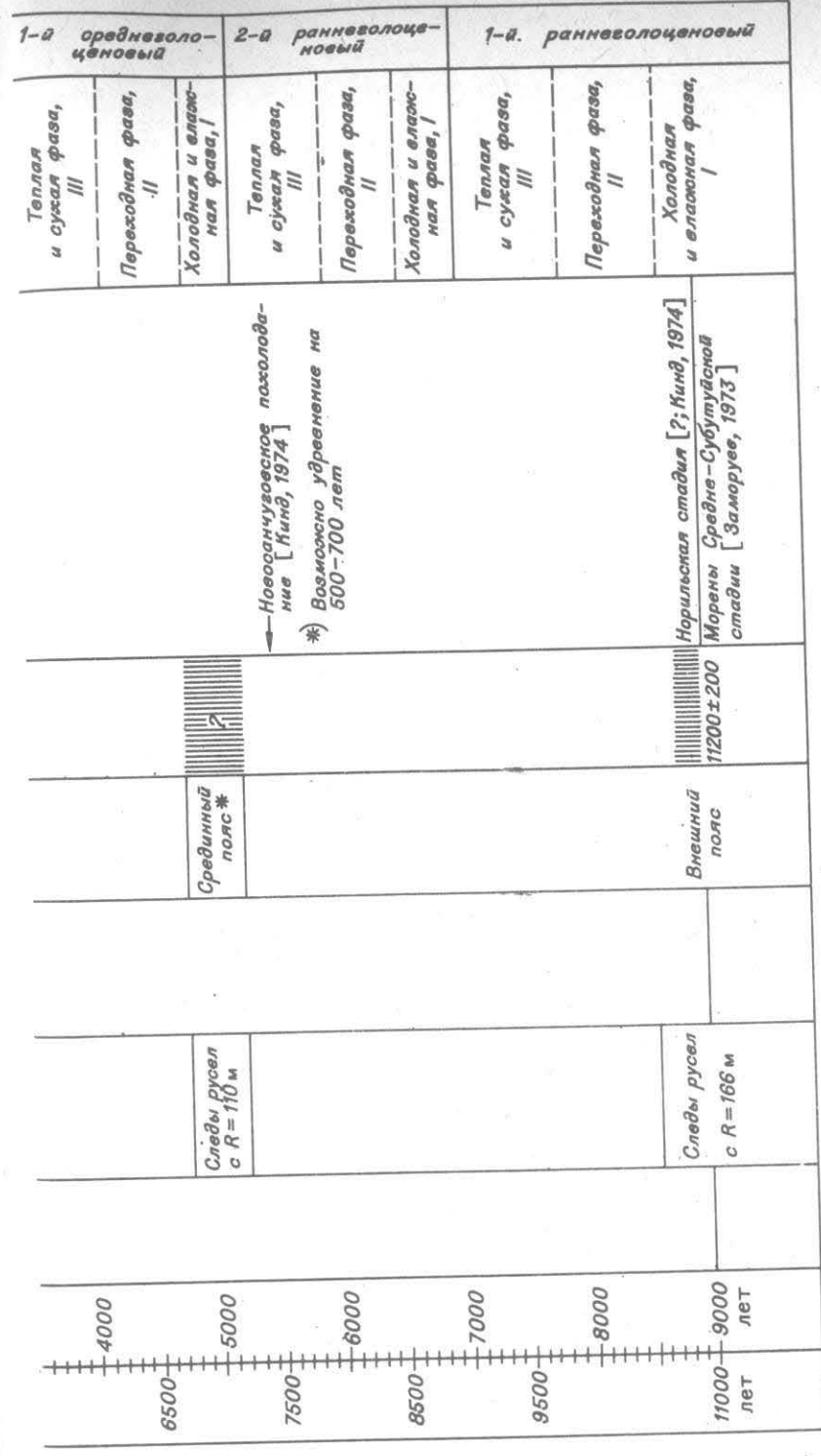
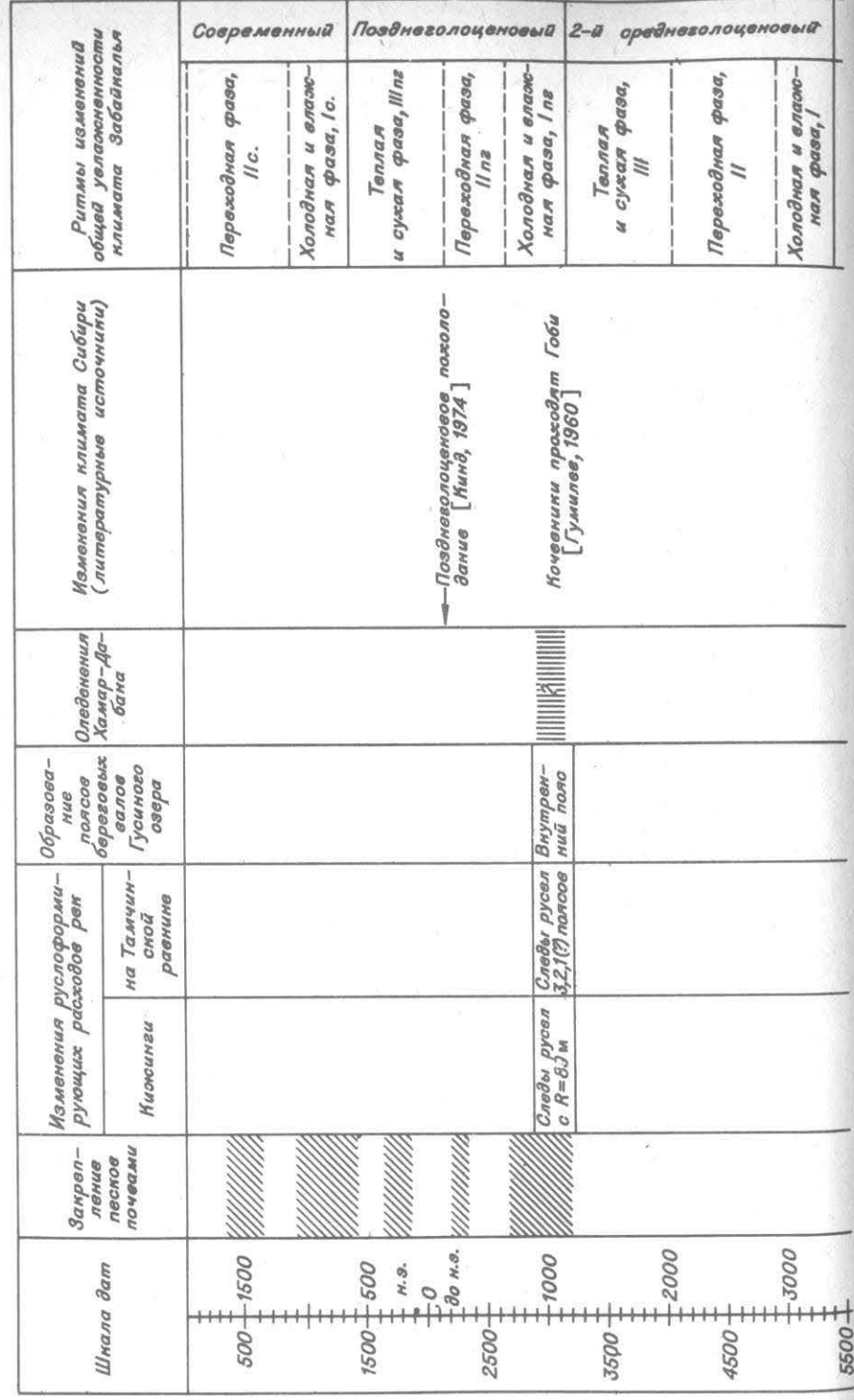
Из всех рассмотренных участков только два имеют достаточно полную характеристику следов изменений руслоформирующих расходов, уровней стояния вод: долина Кижинги и Тамчинская степь близ берега Гусино озера. Наблюдаемые на аэрофотоснимках этих участков рисунки отражают какие-то природные ритмы; более мощный водный поток Кижинги сменяется менее мощным, потом расход реки вновь увеличивается, затем снова сменяется слабым водотоком; береговые валы Гусино озера образуют серии, разделенные межваловыми понижениями, серии составляют пояса, которые в свою очередь разделены широкими понижениями. Нет только данных о продолжительности ритмов, неизвестно также, одного ли они порядка. Разные геологические процессы на поверхности Земли по-разному реагируют на изменения климата разного порядка. Одновременный переход песчаных массивов в движение на различных участках большой территории, несомненно, связан с изменением климата. Для заполнения сухих неглубоких плоских озерных ванн достаточно двух-трех дождливых лет. В большие паводки поверхность дна речной долины часто претерпевает значительные изменения, но характер рисунка сохраняется до тех пор, пока существенно не изменится руслоформирующий расход. Выборка сведений о радиусах кривизны излучин современных русел рек с одновременных аэрофотоснимков, топографических карт не позволяет говорить, что при перестройке рельефа днищ долин заметно меняется руслоформирующий расход. На отдельных участках долин такие сведения собраны примерно за 80-100 лет (самые ранние топографические карты датированы 1893 г.), т.е. изменения расходов в пределах внутривековых ритмов не нашли отражения в рисунках меандр. Влияние сверхвековых ритмов на изменение характера меандр установить по картографическим материалам едва ли возможно из-за отсутствия достаточно точных карт, пригодных для сравнения. Источником таких сведений остаются только аэрофотоснимки, но для датировки следов нужно иметь хотя бы археологический материал. Такое сочетание данных о следах русел и размещении стоянок собрано в долинах Кижинги, Джиды и ее притоков. Кроме того, на днищах долин Кижин-

ги и Кудуна были изучены разрезы донных песков, которые заселялись в эпохи увлажнения.

Практически в каждом массиве эоловых песков в разрезах установлено от двух до трех, реже четырех горизонтов погребенных почв. Всюду хорошо выражен нижний, который участками (Красноярский массив и др.) лежит на ожелезненных песках (трубчатые стяжения, бобовины окислов железа, первичноакисная форма). Мощности горизонта А равна 30-40 см, горизонта В — 20-40 см. Ожелезнение проявляется в тех случаях, когда почва формируется на песчаном слое малой мощности и относительная высота ее над 1,5-метровой террасой Кудуна мала (0,5-0,7 м). Размах раннего рельефа дон менялся от 0,5 до 15-20 м. С этим горизонтом связаны находки остатков материальной культуры времени развитого неолита — развитой бронзы (остатки керамики времени плиточных могил — конец второго тысячелетия — первое тысячелетие до новой эры, каменные изделия эпох развитого неолита — развитой бронзы). Отдельные изделия из камня Е.А. Хамзина датирует концом мезолита — началом неолита, но ею же отмечается совершенное отсутствие керамики неолитического времени (все коллекции мной переданы Бурятскому институту общественных наук Бурятского филиала СО АН СССР, предварительная опись составлена Е.А. Хамзиной). Среди подъемного материала из выдувов встречается серолошенная керамика гуинского типа (конец первого тысячелетия до новой эры — первые века новой эры). Дата почвы дается по массовому материалу бронзового века (здесь и керамика, и каменные, и бронзовые изделия): от конца второго тысячелетия (или около 3200 лет назад) до появления хунну — VIII в. до н.э. (или около 2700 лет назад).

Второй более или менее четко выраженный погребенный почвенный горизонт местами соединяется с нижним, но обычно отделен слоем эолового песка мощностью до 3 м. К нему приурочена керамика эпохи "развитого железа" (VI-XI вв. н.э.), железные украшения конской сбруи, шлаки, фрагменты железных орудий, литые китайские бронзовые монеты начала XI в. (дюнные пески между селами Улзыто и Моксахон в долине Кудуна). В районе оз. Элиста найдены обломки сосуда из агальматолита, уйгурская сероцветная керамика, которые датируются VI-VIII вв. В массиве эоловых песков в 1 км от восточной окраины с. Красный Яр керамика датируется борхутуйским временем (III-IV вв. н.э.) и временем тюрков VI-VIII вв. О более точном варианте датировки второго горизонта почвы говорить трудно, но основной материал датируется VI-XI вв. Все осложняется тем, что в разрезах дюнных песков, где наблюдались четыре горизонта погребенных почв, нет археологического материала, взятого *in situ*: все находки — подъемный материал из выдувов. Самая молодая почва, датированная по материалу, собранному *in situ* в разрезах массива дюнных песков у с. Ново-Иннокентьевка (южный и юго-западный берег оз. Адаган), залегает относительно поверхности 1,5-метровой "террасы" Кудуна на высотах 0,5-2,5 м. Здесь второй горизонт не отделяется от первого, археологический материал на уровне первого горизонта разновременный, а третий горизонт (четвертый?) почвы отделен от первого слоем песков 0,2-3 м. Участками к третьему горизонту приурочены линзовидные слои метаморфизованного овечьего и коровьего помета. Близ них найдены обломки железных ножей, клинки которых подобны современным бурятским. Юго-западнее с. Ново-Иннокентьевка близ правого берега Кудуна (около 6 км от села) в другом массиве дюнных песков из самого молодого погребенного горизонта почвы извлечен сосуд баночного типа, который, по мнению Е.А. Хамзиной, может быть датирован не ранее XIIV в. н.э. Клинки железных ножей, аналогичных упомянутым выше, были

Таблица 4



найлены также в выдувах близ Сулхарын-Адаг. Возраст этой почвы моложе XIV в.

Эти эпохи увлажнения — закрепления дюнных песков почвами — не удается установить в следах русел Кижинги. Датированное по археологическим материалам изменение расхода реки, сопровождавшееся врезанием русла, происходило в конце неолита — в эпоху развитой бронзы и по времени совпадало с образованием первого горизонта погребенной почвы. Это установлено не только в долине Кижинги, подобное отмечалось и в бассейне Джиды /Антощенко-Оленев, 1975, с. 88-92/. Продолжительность эпох аридизации и увлажнения по наблюдениям за дюнными песками могут быть оценены так: длительность эпохи увлажнения — формирования первой почвы — около 500-600 лет. Длительность аридной эпохи — разветвления песков — около 1300 лет. Формирование второго горизонта почвы — закрепление песков — продолжалось не более 500 лет, засушливый период между эпохами образования второй и третьей погребенных почв составляет более 300-400 лет. Возможно, что еще один горизонт почвы, что не датирован, отвечает III-IV вв. н.э. (борхутуйское время). Длительность образования третьего и второго датированных горизонтов почв завышена, так как они практически представлены только горизонтами А малой мощности: 3-5, до 15 см (второй наиболее четко выражен после первого). А.В. Шнитников /1969, с. 113-114/ говорит о существовании ритма изменения климата 2000-1800-летней продолжительности, при этом он отмечает, что ритм "делится на три крупные фазы: 1) фазу с условиями прохладно-влажными длительностью 300-500 лет; 2) фазу теплую и сухую длительностью 600-800 лет и 3) фазу, переходную между первой и второй, общей продолжительностью около 700-800 лет; переход же от теплой и сухой фазы к прохладно-влажной в короткий срок". Видимо, время образования нижней (первой) погребенной почвы соответствует фазе прохладно-влажной, а появление гуниской керамики в ее верхах (?) возможно во время переходной фазы, когда разрушение почвы еще не происходило активно. Эфемерная почва после XIV в. могла образоваться также во влажную эпоху переходной фазы уже следующего 1800-летнего ритма, начало которого зафиксировано вторым погребенным горизонтом почвы. Если это так, то ритм значительного изменения руслоформирующих расходов превышает по длительности 1800-летний и, возможно, равен 3600-4000 лет. Это предположение довольно вероятно, если учесть факт распространения в бассейне нижнего течения Джиды, в Боргойской впадине, мезолитических стоянок (мезолит-ранний неолит) в местностях, где в настоящее время нет постоянных водотоков или других поверхностных источников воды /Антощенко-Оленев, 1975/. При начальной дате, совпадающей с возрастом нижней погребенной почвы в разрезах дюнных песков, в 3,2 тыс. лет назад начало предыдущего ритма определяется в 7,2-6,8 тыс. лет назад. Последнее не противоречит принятому в настоящее время возрасту мезолита в Забайкалье /История Сибири, т. 1, 1968; Кириллов, Рижский, 1973/. Интересно сравнить полученные даты с установленными для других районов. Перебор предлагаемых различными исследователями дат эпох увлажнения климата, похолоданий и так далее в Европе, Южной и Северной Америке, Азии /Тушинский, 1963; Шнитников, 1957; Максимов, 1972; Пудовкин, Валуева, 1973; и др./ не привел к находкам уверенных аналогов предлагаемых здесь дат эпох увлажнения Забайкалья. Совпадение датировки эпохи увлажнения и формирования первой почвы в дюнных песках (ранняя бронза — развитая бронза) нашел только в одном случае, который относится к Монголии /Гумилев, 1960/ и Западной Сибири /Кинд, 1974/. Можно предположить такие же или близкие даты эпохи

увлажнения, приведшей к гибели свайных поселений бронзового века на озерах в Альпах (стадия горного оледенения эггесен, которую Г.К. Тушинский датирует серединой — концом первого тысячелетия до новой эры, хотя поздняя дата конца эпохи бронзы для Западной Европы по А.Л. Монгайту /1974/ равна 2800 лет назад). В общем же сравнение не удовлетворяет. До получения абсолютных дат погребенных горизонтов почв, археологических материалов этот вопрос едва ли будет решен однозначно (табл. 4).

Изменения климата и проявление склонового смыва

Интенсивность склонового смыва, который может проявляться в виде плоскостного и струйчатого (линейного) смыва, мелкоовражного размыва, зависит от гранулометрического состава почв и элювиально-коллювиальных рыхлых образований, их водно-физических свойств, характера растительного покрова, крутизны поверхностей, формы и площади водосборов. Стационарные исследования стока и смыва на территории Центрально-Черноземного заповедника и полей Курской опытной станции привели к выводу, что косьба трав, выпас скота заметно ухудшают структуру водного баланса территории — здесь существенно больше, чем на некосимой целине, расходуются воды на поверхностный сток, "...на территории лесостепи до ее массовой распашки и вырубки лесов процессы эрозии практически не развиты. Сельскохозяйственное освоение земель привело в тех же климатических и почвенных условиях к увеличению эрозии в десятки раз" /Грин, 1970, с. 94/. На Урале отмечено, что в условиях сухой степи слабый плоскостной смыв проявляется при крутизне склонов до 3°; от 4 до 9° — плоскостной смыв становится интенсивным, на отдельных участках наблюдается линейный; на поверхностях крутизной 10-17° повсеместно проявляется линейный смыв. В то же время на склонах с густым травяным покровом (черноземные степи, травянистые леса) при крутизне до 17° наблюдался только слабый плоскостной смыв.

А.В. Поздняков /1976/, рассматривая развитие склонов, отмечает, что в семиаридных и аридных районах склоны крутизной 18-25° не имеют сплошного рыхлого покрова. "При уклоне более 33° некалестых склонов нет" (с. 46). В то же время в гумидной зоне (тропики) на склонах до 20° мощность "делювиального" покрова достигает 10 м и более, на крутых склонах — 3 м.

Так как интенсивность склонового смыва зависит от соотношения поверхностного и грунтового стока выпавших на склон атмосферных осадков, немаловажны значения водопроницаемости почв. Для черноземов (/Маккавеев, 1975/, сравниваются почвы суглинистого состава) характерна наибольшая проницаемость — около 2 мм/мин. У дерново-подзолистых, каштановых почв водопроницаемость примерно в 2 раза меньше. Наличие леса (естественные леса, взрослые лесопосадки) повышает водопроницаемость до 4-6 мм/мин. Эти цифры достаточно хорошо показывают не только изменение соотношения поверхностного и грунтового стока в зависимости от характера растительности и типов почв на склонах, но и вероятность эрозии поверхности. Можно также добавить, что каштановые почвы характеризуются слабой противозерозионной устойчивостью /Маккавеев, 1974, с. 12/.

Итак, задерненные пышной травяной растительностью склоны (черноземные степи, травянистые леса) крутизной до 17° устойчивы против скло-

новой эрозии, на них может проявиться слабый плоскостной смыл, очень редко линейный размыв. Сток равномерный; возможно, в результате разгрузки грунтовых потоков по ложкам проходят слабые русловые потоки, начинающиеся от родников, ключей, на дне ложков развивается мощная дернина, упрочняющая его против размыва. Формирование в это время конусов выносов маловероятно (только во время катастрофических ливней, когда значительно возрастает поверхностный сток). Делювиальные шлейфы также не образуются. Возможны сплинные и оползневые явления на склонах. Такое состояние склонов и логов условно назовем первым состоянием.

Иссушение климата ведет к отмиранию растительности, ее разреживанию, но почвенный покров еще сохраняется от предыдущего периода (до какой-то степени явление, сравнимое с выпасом скота и косью трав), возрастает поверхностный сток, но склоны еще достаточно устойчивы. За счет неравномерного поверхностного стока расходы водотока на дне ложка в периоды дождей значительно возрастают, и он начинает "рыть", меняется и характер водотока: он становится временным. Формируется эрозионный врез и конусы выносов - второе состояние склонов и логов.

Постепенно меняется устойчивость склонов, идет смыл почвы. Новая почва (каштановая, например) практически не может формироваться на склонах, этому мешает усиливающаяся эрозия. Возрастает твердый сток, временный водоток на дне ложка не успевает убирать весь материал, поступающий со склонов. Возрастает общая крутизна продольного профиля ложка за счет повышения его дна относительно "засыпаемого" рыхлым материалом прежнего тальвега. Активно формируются делювиальные шлейфы, мощные конусы выносов - третье состояние склонов и логов.

Сейчас в большинстве южных районов Бурятии (Селенгинское среднегорье) мы наблюдаем второе состояние склонов (стадия относительно устойчивых склонов с оврагообразованием по днищам падей, исключая те случаи, когда чересчур активно ведется распашка земель, сопровождающаяся ветровой и водной эрозией почв) и ложков (днищ падей), некоторых долин малых рек (например, Тарбагатайки). Причина в некотором иссушении климата, которое устанавливается по следам излучин рек, но в не меньшей степени, возможно, сказался характер землепользования.

Повторение всех трех состояний склонов фиксировано в разрезах голоценового ложкового аллювия, пролювия и делювия. Но последнее врезание в днища логов не везде проявилось одинаково. Например, в бассейне р. Иро последний врез в днища падей очень незначителен (менее 1-1,5 м). В берегах промоин по тальвегу падей обнажены серые грубослоистые супесчано-гравийные, дресвяные, супесчаные отложения с прослоями щебневого и галечного составов (0-I класс окатанности), обогащенные растительным детритом, гумусом, который и придает характерную серую окраску отложениям. Разрез изменчив. В уступе промоины пади Убур-Ташир (левая, открывающаяся в долину Иро), примерно в 3,5 км на север от северной окраины с. Ташир, близ сруба, огораживающего родник, найден каменный инвентарь, который может быть датирован как неолитом, так и ранней бронзой. Он приурочен к верхней части разреза, но встречаются изделия и на поверхности дна. Тальвеги промоин характеризуются более пологим продольным профилем, чем дно пади. Врезы в дно сменяются участками аккумуляции на его поверхности, т.е. суммарный профиль современного тальвега ступенчат. Частный разрез одной из промоин в нижней части долины Убур-Ташира (сверху вниз): 0-0,2 м - серые дресвяные пески с галькой 0-I класса окатанности, заполнитель супесчаный, гумусированный, с растительным детритом;

0,2-0,55 м - темно-серые несортированные "гумусовые" пылеватые грубые супеси с дресвой и угловатой галькой (0-I класс). Еще один частный разрез в средней части долины, подобные ему обычны и на других участках долины: легкие темно-серые, серые и черные илы с линзами и прослоями в разной степени сортированных дресвяных десков, гравия; мощность линз и прослоев от 1-4 до 5-7 см, видимая мощность 0,7 м.

Для оценки изменений условий склонового стока и сноса по разрезам делювиальных отложений и ложкового аллювия наиболее благоприятны участки территории с максимальным распространением склонов крутизной до 18°, характер стока и сноса с которых наиболее чутко меняется с изменением основных элементов климата, влияющих на элювиальные и почвенные процессы, развитие растительного покрова. В Забайкалье /Атлас Забайкалья, 1967/ склоны крутизной более 20° занимают только около четверти территории и принадлежат главным образом хребтам Восточный Саян, Хамар-Дабан, Баргузинский, Делюн-Уранский, Северо- и Южно-Муйские, Сынныр, Удокан, Кодар, Каларский, небольшие площади они занимают в пределах хребтов Становик и Чикойский. На остальной территории Забайкалья развиты склоны с крутизной до 20°, причем половина их имеет крутизну менее 12°, т.е. на большей части Забайкалья анализ разрезов делювия, пролювия, ложкового аллювия при оценке климатических изменений может дать корректные результаты. Кроме того, сейчас можно ограничиться только примерами разрезов, отложения которых могут быть датированы по костным остаткам, археологическим материалам.

Джида. В бассейне р. Цагатуй, на левом склоне оврага, расчленяющего конус распадка Перевального и врезанного в дно пади Хабчирак (район горной лесостепи), наблюдалось следующее (мощность в см).

1. Современная почва (дернина, очень бедная гумусом), развитая на грубых супесях с дресвой (8-10).
2. Темно-серые, в нижней половине слоя - бурые, грубые супеси, отличающиеся большей насыщенностью растительными остатками, "гумусированностью", чем вышележащая почва (погребенный горизонт почвы) (25-30).
3. Гравий; обломки слабо окатаны (I класс), наполнителя очень мало-супеси и разнозернистые пески (6-8).
4. Сильно гумусированные темно-серые, почти черные супеси (погребенная почва) (15-18). Эта погребенная почва встречается повсеместно, иногда залегающая сразу под современной почвой. В ней было собрано много колотых костей *Equus caballus* и *Bos taurus*. На глубине около 70 см близ временного кострища (скопление древесного угля, но обжига почвы не наблюдалось) была найдена железная ножевидная пластина /Антощенко-Оленев, 1975/. Этот почвенный горизонт участками развит на галечниках и щебнях, глубина залегания почвы 20-70 см.
5. Буровато-серые грубые супеси с дресвой и мелким щебнем (5-7).
6. Буро-серые супеси (15-20).
7. Серые супеси с тонкими прослоями дресвяного материала (около 75).
Общая глубина оврага - 1,5-2,0 м.

На правом степном склоне долины р. Харадай (близ устья) в овраге, прорезающем делювиальный шлейф, обнажены следующие слои.

1. Почва черноземная (горизонт А мощностью 0,4-0,5 м), развитая на грубых супесях с примесью щебня, дресвы, гравия и галек до 5%. Горизонт В сложен бурьми, охристыми дресвяно-щебнистыми отложениями, наполнитель - разнозернистый пылеватый песок. Из средней карбонатизированной части этого горизонта извлечены кости *Canis familiaris* (с глубины около 80 см). Общая мощность почвы около 1 м.

2. Серые слоистые супеси, несортированные, с редкими обломками (щебень, дресва). Видимая мощность около 1 м.

В пади Марасунка (район с. Михайловка; овражный аллювий; горная лесостепь) видима мощность голоценовых серых, темно- и буровато-серых супесей со щебнем, дресвой и двумя-тремя горизонтами погребенных почв достигает 6-8 м. Они прислонены к плейстоценовым палевым и палево-серым сильно карбонатизированным грубым супесям и образуют в ряде случаев четко выраженную террасу:

Тугнуй. Пади, расчленяющие южный склон хр. Цаган-Дабан, их нижние части. Разрез по пади Шэнэ-Байдал. Овраг врезан в дно пади, и его склоны являются уступами террасы. Ширина площадок, ограниченных уступами, достигает 10-15 м, глубина вреза около 2,5 м. По тальвегу оврага вскрываются коренные доайнозойские породы. Голоценовые отложения выстилают мелкий лог, выработанный в скульптурном дне пади. Уступы сложены серыми пылеватыми грубыми супесями с линзами и прослоями (мощностью от 1 до 5 см) крупного песка, дресвы и слабо окатанного гравия с мелкими (от 0,5 до 3 см) угловатыми обломками эффузивных пород и сиенитов (щебень и галька, 0-I классы окатанности). Слоистость параллельная, грубая. В супесях повышенное содержание органики (растительный детрит). Наполнитель песчано-гравийных (дресвяных) прослоев - серые пылеватые супеси. Примерно в 0,4 м ниже бровки склона оврага извлечена субфоссильная лопатка *Equus caballus*.

В бассейне р. Хонхолойка голоценовые отложения выполняют эрозионные ложбины, выработанные в отложениях верхнего плейстоцена. Новый врез на приустевых участках падей часто не совпадает с врезом, выполненным голоценовыми отложениями, и в стенках оврагов хорошо видно вложение серых и темно-серых ложковых отложений в толщу палевых, палево-серых карбонатизированных отложений позднего плейстоцена. В одном из оврагов, расположенном на правом склоне долины Хонхолойки, примерно в 3 км северо-западнее с. Хонхолой, из одного горизонта погребенной почвы, лежащего на глубине около 1,2-1,4 м от поверхности (бровки склона), было собрано много костей *Equus caballus* и шлифованное тесло из серой кремнистой породы (ширина 4 см, толщина у верхнего конца 2,4 см, у нижнего, перед клиновидным асимметричным рабочем краем, - 1,4 см, длина 17 см, нижняя поверхность хорошо шлифована, на верхней сохранились фасетки сколов).

Курба (район лесостепи, близко к границе тайги). В овраге, прорезавшем шлейф у левого склона долины Хасурты, левого притока Курбы, севернее кладбища с. Хасурты, обнажены (интервалы сверху вниз, м):

- 0-0,10 - почва, горизонт А;
- 0,10-0,24 - желто-серые пылеватые супеси;
- 0,24-0,30 - переслаивание серых супесей с бурыми и черными суглинками;
- 0,30-0,50 - тонкослоистые пылеватые пески, в нижней части (около 10 см) с тремя прослоями черных гумусированных суглинков (горизонты почвы);
- 0,50-0,60 - гравийные пески, неслоистые;
- 0,60-0,80 - гравийные пески с гумусом, обломками древесины. В основании слоя - фрагмент нижней челюсти молодой особи современной домашней свиньи *Sus scrofa domesticus* (заклечение Б.С. Кожамкуловой);
- 0,80-1,10 - грязно-желтые, серые пылеватые пески с многочисленными тонкими прослойками супесей, обогащенных растительным детритом;

1,10-1,15 - черные супеси (почва);

1,15-2,00 - неслоистые дресвяные пески с обломками мелкозернистых гранитов (подошва не вскрыта).

Падь Узкая открывается слева в долину Курбы у подножия северного склона горы Сагвын. По тальвегу три коротких оврага, врезанных в днище. На склонах пади сглаженные террасовидные уступы высотой 16-20 и 80-100 м. Высокий уступ слагается существенно дресвяными песками и супесями, 16-20-метровый - дресвяными песками, супесями, с галькой и щебнем, щебнями и галечниками, отложения обызвесткованы. Голоценовые отложения обнажены в стенках оврагов на дне пади. Верхний овраг (разрез стенки сверху вниз, см):

- 0-10, до 25 - черная почва, горизонт А, развитая на грубых супесях;
- 10-30 - бурые супеси;
- 30-40 - погребенный горизонт почвы (темно-бурые супеси с примесью дресвяных песков), из этого слоя извлечена метатарзальная кость полувосковой лошади;
- 40-62 - бурые супеси, к основанию сменяющиеся белесыми, пепельно-серыми, залегающими на черных, богатых растительными остатками супесях (погребенная почва, горизонт А, интервал 54-62-78 см);
- 78-90 - бурые супеси;
- 82-90-100 - погребенная почва (черная супесь с примесью крупного песка до 30-40%);
- 100-108 - бурые супеси с растительным детритом;
- 108-122 - черноземная почва, горизонт А;
- 122-142 - палево-серые, палево-серые карбонатизированные супеси с дресвой, крупным песком.

Нижний овраг (сверху вниз, см):

- 0-20 - темно-серые, темно-бурые гумусированные супеси (современная почва);
- 20-45 - бурая супесь;
- 45-60 - разнородные пылеватые пески с дресвой, в песках найдена лучевая кость (без эпифизов) бурого медведя;
- 60-65-70 - почти черная гумусированная супесь (погребенная почва);
- 65-72, 70-75 - бурая грубая супесь;
- 72-75-80 - темно-бурая, темно-серая гумусированная супесь (погребенная почва).

В этом же овраге, но ближе к устью, в разрезе выделяется четыре погребенных горизонта почвы, непосредственно под нижним (около 40 см над подошвой уступа) найдена метакарпальная кость *Cervus sp.*, близкого к маралу.

Голоценовый овражный аллювий крупных сухих падей в ряде случаев разделяется на две разновозрастные группы и слагает самостоятельные террасы. Эти отложения макроскопически подобны (даже можно найти одинаковое число погребенных горизонтов почв) и при отсутствии непосредственных взаимоотношений неразличимы.

Тарбагатай. В долине Тарбагатайки (выше с. Тарбагатай) хорошо выражен комплекс террасовидных уступов, два из них 7-8- и 1,7-метровые (вверх по течению их высота увеличивается соответственно до 9-10 и 3,5-4 м) сложены голоценовыми осадками. Сероцветные отложения 7-8-метровой террасы прислонены к уступам 20-25- и 16-18-метровых террас. Близ уступов высокой террасы при малой ширине площадки нижняя часть разреза 7-8-метровой террасы примерно наполовину сложена песками с линзами щебней, которые по окраске очень похожи на отложения более

высокой террасы, но в то же время отличаются слабым коричнево-серым оттенком за счет прослоев с растительным детритом и присутствия горизонтов инициальных луговых почв (местами хорошо выражена интенсивная охристая окраска). Вдоль правого берега, напротив устьев висячих распадков, картина повторяется, но осадки, похожие на более древние, могут слагать весь уступ, сменяясь по разрезу вверх и по латерали пепельно-серыми пылеватými песками, супесями с горизонтами погребенных почв. Количество почв непостоянно, но во всех случаях более шести. Почвы представлены только маломощными горизонтами А, но иногда выражен и горизонт оглеения. Мощность чаще всего равна 5-10 см, хотя первый и пятый погребенные горизонты гораздо мощнее (горизонт А около 20, глеевый горизонт около 15 см). В серых супесях многочисленны раковины моллюсков, субфоссильные обломки костей. Характер почв в разрезах меняется в зависимости от их приуроченности или к конусам выносов (луговые, черноземные) или к днищам падей (лугово-болотные, глеевые). Пепельно-серые, коричнево-серые пылеватые пески и супеси с линзами параллельно-слоистых и полого-косослоистых песков пористы, держат вертикальную стенку, имеют четкую столбчатую отдельность. В ряде случаев в уступе 7-8-метровой голоценовой террасы обнажается цоколь, сложенный верхнеплейстоценовыми палевыми плотными супесями и пылеватými песками с погребенными почвами, ниже которых лежат зеленовато-серые, желто-серые супеси с линзами и прослоями обохренных песков, в свою очередь подстилаемых зеленовато-серыми галечниками и щебнями. Из палевых отложений роговой стержень *Spiroceros khiakthensis*. Как уже отмечалось выше, внешние отложения 1,5-1,8-метровой голоценовой террасы неотличимы от более ранних, хотя более молодой их возраст подтверждается прислонением к уступу 7-8-метровой террасы. В них наблюдалось от одного-двух до трех погребенных горизонтов почв. Время существования поверхности 7-8-метровой террасы в качестве "поймы" может быть условно определено по редким обломкам керамики и единичным каменным орудиям, собранным в 1,5 км выше крайних домов с. Тарбагатай на поверхности 16-18-метровой террасы, уступ которой возвышается на 7-9 м над поверхностью 7-8-метровой террасы, бронзовым веком (?).

Селенгинское среднегорье охарактеризовано во многих точках. В табл. 5 показаны данные о погребенных почвах в голоценовых отложениях. Как видно из таблицы, не все погребенные почвы являются инициальными. Так, в ряде случаев погребенные почвы в разрезе высокой голоценовой террасы имеют хорошо выраженные почвенные горизонты (А+В) и относительно легко индицируются. Например, в разрезах ложкового аллювия Иволгинской впадины шестая (сверху) погребенная почва - лугово-болотная, глеевая, в бассейне Тарбагатайки лугово-болотными являются первая и пятая погребенные почвы, в бассейне Курбы - третья.

Таким образом, в разрезах ложкового, "овражного" аллювия голоцена современных степных и лесостепных районов Забайкалья фиксировано не менее шести-восьми эпох увеличения увлажненности климата. При этом две-три из них сопоставимы по характеру с той, что была во время формирования нижнего погребенного горизонта почвы в дюнных песках (3,2-2,7 тыс. лет тому назад). В лесных (таежных) районах эти изменения увлажненности климата, возможно, меньше сказались на характере растительности и, следовательно, на условиях формирования склоновых, ложковых накоплений (могли сказаться только наиболее контрастные изменения климата, ведущие к нарушению растительного покрова, эрозийной устойчивости почв).

Таблица 5

Характеризуемые элементы	Бассейн нижнего течения Джиды	Иволгин- ская впа- дина	Бассейн Тарбага- тайка	Бассейн Курбы
Низкая терраса				
Высота над тальвегом, м	1,5	-	1,5-4	-
Число погребенных почв	2	2?	1-2	1-3-4
Из них инициальные (только горизонт А, гумуса более, чем в современной)	1-2(?)	2	1-2	1-4
Высокая терраса и сопряженные с нею конусы выносов				
Высота над тальвегом, м	От 3,5 до 6-8	2-6	7-10	2,5-7
Число погребенных почв	2-3	5-6	До 6 и бо- лее	4-3
Из них инициальные	?	5	До 4 и бо- лее	2-3

Примечание. Для Тугнуйской впадины и района сел Хаяны - Елоты описаний нет, погребенные почвы наблюдались.

Метасоматические процессы, сопровождающие почвообразование, закарбоначивание грунтов в аридных обстановках в результате подъема поровых вод в зоне аэрации, приводят с течением времени к разрушению, замещению органических остатков в осадках, выносу и разрушению "гумуса". Поэтому в палево-серых, палевых осадках плейстоцена находят только остатки наиболее мощных почв и нельзя проследить мелкие ритмы изменения климата и соответственно растительного покрова. Отсюда возможны ошибки при интерпретации результатов палинологических анализов, когда изменения, связанные с малым ритмом, могут быть распространены на крупный ритм или его часть, более значительную, чем малый ритм.

VII. О КЛИМАТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ТЕРРАС

НИЖНЕГО КОМПЛЕКСА РЕК

СЕЛЕНГИНСКОГО СРЕДНЕГОРЬЯ.

К ОЦЕНКЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

САННОМЫССКОЙ И ОШУРКОВСКОЙ СТОЯНОК.

Датирование позднплейстоценовых и голоценовых отложений Западного Забайкалья основывается главным образом на двух элементах: относительное положение в рельефе определяет их относительный возраст (реже он устанавливается в результате непосредственного наблюдения контакта между слоями, толщами), а палеонтологическая характеристика отложений (преимущественно палинологическая) предопределяет их возрастную привязку к какой-то климато-стратиграфической шкале. Часто при полном сход-

стве шкал даты одних и тех же отложений как бы смещены на фазу: исследователи расходятся в оценках характера соотношения эпох увлажнения и аридизации климата с оледенениями (похолоданиями) и межледниковьями (потеплениями). Эти расхождения вытекают в ряде случаев из различий в выборе причин террасообразования: одни видят их в колебательных движениях земной коры, а другие в перестройке продольного профиля дна речных долин при изменении расходов рек, изменении их транспортирующей способности. Значительные колебания руслоформирующих расходов рек — реальное явление, зафиксированное в следах их русел. В то же время колебательные движения земной коры в большинстве случаев опознают только по сериям террасовых уровней, но размах врезов так мал, что может быть объяснен просто трансформациями продольного профиля ложа реки при изменении расходов воды и транспортируемых ею осадков.

Эпохи аридизации климата — эпохи накопления, наращивания мощности толщ (констративный аллювий, широкое развитие делювиально-пролювиальных накоплений), увеличения крутизны продольного профиля ложа. Эпохи увлажнения климата — эпохи выполаживания профиля ложа, сопровождающегося образованием врезов, формированием перстративной толщи аллювия нормальной мощности более водного потока, чем поток аридной эпохи. Мощности констративных толщ и глубины эрозионных врезов в них зависят от длительности эпох аридизации и разницы руслоформирующих расходов рек сухой и влажной эпох.

По данным разных исследователей /Антропогенные отложения..., 1964; Базаров, 1968; и др./, практически всегда в основании разреза террас отмечают аллювий более влажных эпох, чем в верхней части разреза. При этом в верхней части разреза большее значение приобретают делювиальные, пролювиальные отложения. Но последние получают неодинаковое развитие, что зависит от морфологии рельефа в полосе, прилегающей ко дну долины, и от того, как меняется мощность водотока. Сокращение расходов Селенги сказывалось менее при формировании толщ отложений, соответствующей одному циклу "влажный-сухой климат", чем ее притоков, где в аридные эпохи аллювий получал меньшее развитие, чем делювий и пролювий. Такое строение разрезов свидетельствует в пользу климатической природы террас. И последнее, ранее отмечалось /Антощенко-Оленев, 1975, с. 100/, что комплексы позднелайстоценовых террас, развитые на разных участках долин, разделенных резкими перегибами продольных профилей (т.е. каждый из таких участков является самостоятельной системой), аналогичны.

Итак, если образование комплекса низких террас связано главным образом с изменениями климата, то при корреляции террас нужно иметь в виду, что террасы одного возраста могут отличаться по высоте над урезом: в среднем течении они будут выше, в нижнем — ниже. При этом может оказаться, что разновозрастные террасы будут одного уровня. Кроме этих сложностей сопоставления и выделения разновозрастных террас есть и другие, связанные с ритмическими изменениями климата. Эти ритмы различаются длительностью и характеризуются разной степенью изменений температур воздуха, общей увлажненности, годовым ходом атмосферных осадков и т.д., что по-разному влияет на ландшафт. Внутривековые и сверхвековые колебания могут сказываться на развитии высокой и низкой пойм, озер плоских депрессий. 1800–2000-летний ритм и более крупные должны уже значительно влиять на изменение ареалов растительных сообществ, на расселение мелких грызунов, земноводных. Но это практически неизученный процесс даже для голоцена. В Кижингинской впадине, по долине Жи-

ды /Антощенко-Оленев, 1972, 1975, 1977/ образование I террасы завершилось около 2,7–2,5 тыс. лет тому назад и произошло оно в результате врезания рек в эпоху увлажнения климата. Частные наблюдения подобного рода есть и на других участках территории. Но датировка I террасы, как и выделение ее на разных участках, спорна. Одной из причин разногласий может быть существование малого вреза, разделяющего голоценовый и позднелайстоценовый террасовый комплексы: и в первом, и во втором есть террасы, близкие по высоте. Правда, фаунистические находки, свидетельствующие о позднелайстоценовом возрасте отложений I террасы, Д.Б. Базаров /1968/ отмечает только в одном случае — по р. Тарбагатайка. Но здесь разрез террасы состоит из двух разновозрастных комплексов осадков.

Высота террасы равна 7–8 м, при этом во многих обнажениях верхняя часть уступа сложена темно-серыми, коричнево-серыми, пепельно-серыми пылеватыми песками, супесями с погребенными горизонтами почв и линзами параллельно-слоистых и полого-косослоистых разнозернистых песков. В серых супесях многочисленны раковины моллюсков, обычны и нефоссильные, субфоссильные обломки костей. Нижняя часть обнажений, иногда до высоты 4–5 м от уреза, состоит из палевых плотных супесей и пылеватых песков с линзами щебней и дресвы, в которых были найдены зубы *Coelodonta antiquitatis*, роговой стержень *Spiroceros khiakhtensis*, т.е. верхнелайстоценовые осадки слагают цоколь голоценовой террасы. Голоценовый комплекс форм рельефа дна долины Джиды достаточно сложен: сложная пойма с высотами площадок над урезом от 1,5 до 3,5–4 м, фрагменты разновысотной I террасы (4,5–7, до 8 м) и узкие площадки террас врезания. Превышения I террасы над самыми молодыми сегментами поймы достигают 5–6,5 м. Важной деталью является то, что палинологические характеристики отложений голоценового комплекса (из аллювия врезанных террас, I террасы, пойм) различны. В отложениях пойменной фации высокой поймы среднего течения Джиды наблюдались кристатические деформации, в отложениях I террасы они не встречались. Значит, накопление шло в разных климатических условиях. При этом обстановки были достаточно контрастны; подобное наблюдение в отложениях позднего плейстоцена могло привести к разделению их на пачки, образовавшиеся в эпохи оледенений и межледниковья. Следовательно, нарушается масштаб времени.

Крайние высоты II террасы (8–12–14 м) дают разницу высот в 4–6 м. Характеристики (литологические, палеонтологические) разрезов II террасы в разных пунктах могут отличаться. В одних разрезах в пойменном аллювии обнаружены кладки яиц страусов (*in situ*); иногда наряду с единичными обломками скорлупы яиц страусов обнаруживаются скопления костных остатков *Rana sp.*, *Bufo sp.*, что позволяет говорить о сухом теплом лете и благоприятных грунтовых условиях зимой для впадающих в зимнюю спячку животных. В других разрезах II террасы выявлены спорово-пыльцевые спектры лесостепного, реже лесного типа, сменяющиеся степными. В разрезах первого и второго типа иногда устанавливаются мерзлотные деформации. В первых они встречаются редко — это эпигенетические грунтовые жилы, инволюции, обычно лежащие под маломощными покровными отложениями, золовыми песками. В разрезах второго типа устанавливаются более или менее достоверно опознаваемые псевдоморфозы по повторно-жильным льдам.

Те же различия в разрезах, что установлены и для II террасы, нужно отметить и для III. Мерзлотные деформации чаще всего эпигенетические, когда в отложениях обычны находки костных остатков земноводных, обломков скорлупы яиц страусов и т.д., и приурочены только к верхней части

разреза (с поверхности и под мало мощными покровными отложениями). Разрез с мерзлотными деформациями в основании разреза отмечает Э.И. Равский и др. /Антропогенные отложения..., 1964/ по Чиою, но характер деформаций таков, что достоверность истолкования природы этих образований сомнительная. В районе с. Дурены (юго-западнее) в основании пачки аллювия описывается солифлюкционное смятие, в которое вовлечены и породы доколя (красноцветные глины). Сползание грунтов в такой ситуации возможно в любых климатических условиях при достаточном увлажнении грунтов. Между Дуренами и с. Курорт в отложениях доколя 15-18-метровой террасы отмечены клинья глубиной до 1 м и шириной до 0,5 м. Морфология клиньев не ясна, как и их природа. Диапазон высот III террасы довольно широк: от 16 до 22 (24) м. Порядок колебания высоты почти такой же, как и в предыдущих случаях (от 4 до 6 м).

Видимо, II и III террасы являются сложными террасовыми комплексами. Под названием террас выделены серии террас, сближенных по высоте и образующих два террасовых уровня. А если учесть, что интервал времени гораздо продолжительней голоцена, то насколько сложнее должно быть строение этих террасовых комплексов двух уровней, если голоценовый комплекс и сам сложен.

Палеолитическое поселение Санний Мыс. "Большой археологический интерес представляет многослойная стоянка Санний Мыс, расположенная на правом берегу р. Уды, в среднем ее течении, в районе пос. Санномыск. Однако ее стратиграфическое значение из-за неблагоприятных условий залегания культурного слоя несравненно меньше значения Ошурковского местонахождения" /Равский, 1972, с. 173/. Иного мнения придерживаются Н.А. Флоренсов и А.П. Окладников, которые полагают, что культурные слои приурочены к аллювиальным отложениям Уды, слагающим ее 9-10-метровую террасу /Окладников, 1971; Флоренсов, 1971/. Интересно восприятие одного и того же объекта разными исследователями. "На данном участке долины Уды отсутствуют какие-либо террасы (кроме низкой поймы), с которыми можно было бы связывать делювиальный чехол. В самих делювиальных отложениях не обнаружено ни следов погребенных почв, ни сколько-нибудь ясных горизонтов криотурбации" /Равский, 1972, с. 173/. "Общая мощность разреза удинской террасы у Санного Мыса составляет... 8,5-9 м. Самая терраса отчетливо прослеживается по течению р. Уды в виде уступа высотой 10 м... Под обрывом мыса эта терраса опирается прямо на пойму р. Уды, а выше по течению к ней прислонена площадка 5-6-метровой террасы (т.е. ошурковского уровня) с прекрасно выраженной бровкой и уступом. Здесь найдены остатки культуры бронзы" /Флоренсов, 1971, с. 86/. Описания взаимно исключают. Кто же прав?

Геоморфологическая обстановка в районе поселения Санний Мыс. Гряды, сложенная граносиенитами, сиенитами, подходит почти к тыльной стороне пойменной террасы Уды, от которой отделена узкой площадкой, обрывающейся к Уде 9-10-метровым уступом (рис. 22). Тыльный шов площадки расположен выше уреза Уды на 12 м. Площадка расположена под склоном скального останца высотой около 5-7 м. Коренной склон имеет малую площадь, ширина его по подошве равна 40-50 м. С протяженными "основными" склонами гряды, вытянутой в северо-западном направлении, эта площадка не связана. Она достаточно четко от них изолирована ребрами - водоразделами останца. Кроме того, от седловины между основной грядой и останцом начинаются ложки, еще больше увеличивающие изоляцию площадки. Малая длина склона должна свидетельствовать о малой вероятности проя-

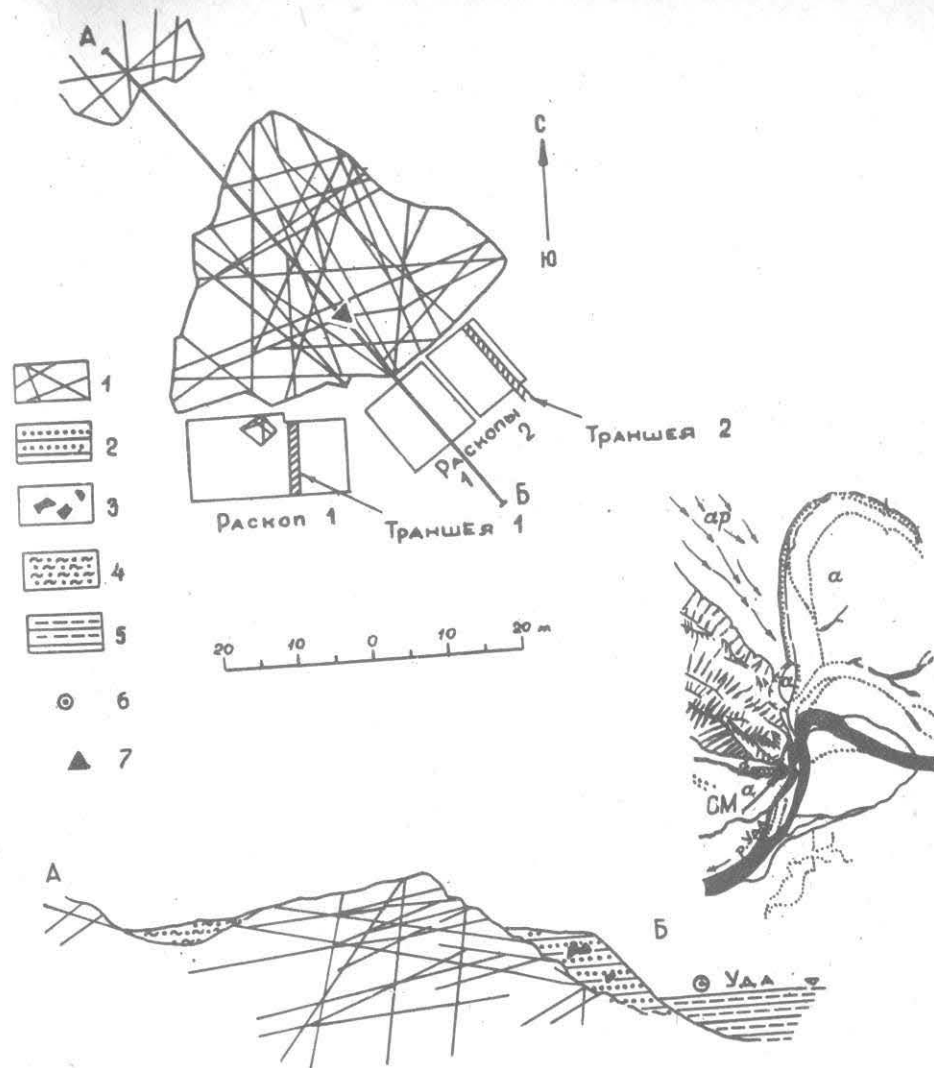


Рис. 22. Санний Мыс. Геоморфологическая схема и схема расположения раскопов и траншей. Разрез.

1 - коренные выходы сиенитов; 2 - аллювиальные отложения; 3 - глыбы сиенитов; 4 - супеси с дресвой; 5 - вода; 6 - направление течения Уды на зрителя; 7 - вершина останца. а - аллювий, ар - отложения наземных дельт и конусов выносов, d - делювиальные отложения, СМ - Санний Мыс.

ления интенсивного склонового смыва, так как очень мала площадь склона - водосбора. Под "основным" склоном гряды, обращенным на юго-запад и к Уде, развит делювиальный, делювиально-пролювиальный шлейф, сопряженный со скульптурными пологими площадками или непосредственно с довольно кру-

тым склоном гряды. Большая часть аккумулятивной равнины правобережья Уды выше Санного Мыса образована отложениями позднелайстоценовых конусов выносов и наземных дельт правых притоков Уды. Равнина обрывается к Уде эрозионным уступом. Отложения самой реки слагают пойму и редкие небольшие фрагменты I террасы, один из которых отмечен в описании Н.А. Флоренсова (5-6-метровая терраса). Площадка под останцом также является фрагментом террасы, только 9-10-метровой.

Генетические типы отложений, включающих культурные слои поселения Санний Мыс. Приводимые здесь описания разрезов выполнены 29-30 мая 1968 г. в начале раскопок поселения Санний Мыс. Отчет о раскопках поселения уже опубликован /Окладников, 1971/, поэтому считаю возможным опубликовать свои наблюдения, которые в отчете не использованы. К концу мая 1968 г. были пройдены две траншеи и начаты три раскопа. Они вскрыли верхнюю часть разреза. Раскоп 1 был заглублен до 0,6 м от поверхности площадки террасы. Дно раскопа 2 находилось ниже уровня четвертого культурного горизонта. Раскоп 3 также был мелок. Траншеи же вскрывали толщу на большую мощность.

В стенке раскопа 2, обращенной к коренному склону, были вскрыты (сверху вниз):

1. Буровато-серый, серый грубозернистый песок, содержащий (до 3-5% объема) гравийные зерна и мелкую гальку. Гальки крупнее 1 см в поперечнике редки. Окатанность галек крупнее 2-3 см - I, реже II класса. Песок слоистый, горизонтальная и пологонаклонная ориентировка нечетких слоев участками нарушается неясно ограниченными линзами и пятнами крупнозернистого песка. Мощность слоя 0,3 м. По слою в разных его частях разбросаны плоские плиты сиенитов толщиной около 20-15 см и длиной до 60 см.

2. Серый грубозернистый полимиктовый песок с включением гравия, дрессы. Неяснослойный, слоистость субгоризонтальная, выделяются тонкие прослои гравийных песков. Слойки отличаются по содержанию тонкого материала. Мощность 0,1 м.

3. Глыбовые свалы сиенитов образуют погребенный склон со средней крутизной 35-40°, за счет крупности материала склон ступенчат (крутизна меняется от 20 до 50°). Пространство между глыбами заполнено песками с субгоризонтальной и пологоволнистой слоистостью.

Современный склон коренного останца, под которым расположен раскоп, имеет крутизну около 30°. Площадка террасы наклонена, и в раскопе видно, как слоистые и неяснослойные пески с гравием и галькой срезаются под острым углом к слоистости поверхностью раздела их с 10-25-сантиметровым слоем несортированных пылеватых делювиальных песков. Замеры ориентировки трещин в скальном обнажении сиенитов, расположенном выше раскопа по склону, и поверхностей "глыб" свала в раскопе (рис. 23) заставляют предполагать, что свал является элювиальным. Ребра двух глыб в свале, которые расположены "выше по течению", заметно скруглены, а грани пришлифованы.

Траншея 1, пересекающая раскоп 1, вскрыла (интервалы сверху вниз, м):

0-0,25-0,3 - серые грубозернистые пески с включением гравия и гальки до 2-3%.

0,3-0,75 - палево-серые разнозернистые, существенно крупно-среднезернистые пески, слоистые (за счет дифференциации песков на слои без четких границ между крупнозернистыми и мелко-среднезернистыми разновидностями), полимиктовые, с отдельными включениями крупных обломков, иногда образующих линзы.

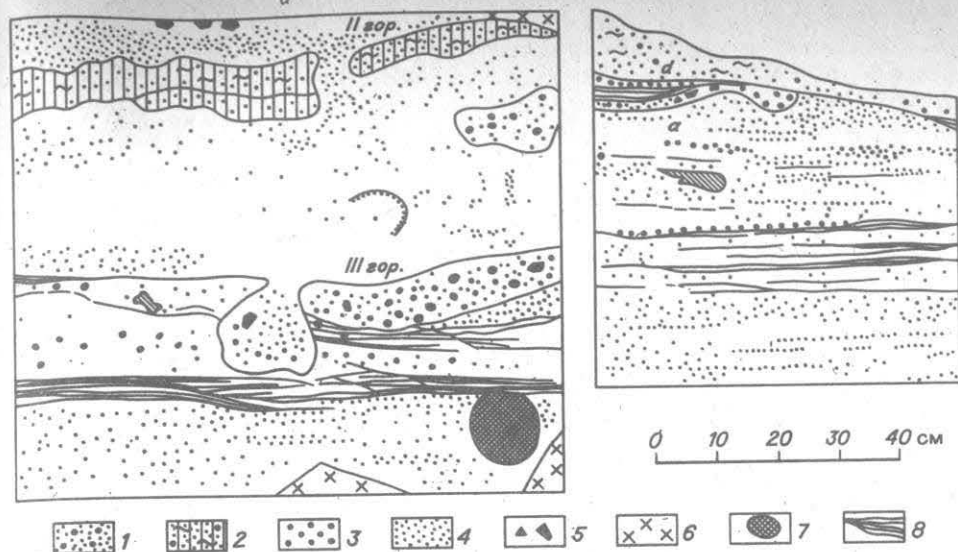


Рис. 23. Санний Мыс. Фрагменты зарисовок стенок раскопов, масштаб 1:10 (а-юго-восточная стенка раскопа 2, характер границ раздела; б-северо-восточная стенка раскопа 2 на уровне четвертого горизонта, характер слоистости).

1 - грубозернистые, разнозернистые серые, буровато-серые пески, слабоглинистые, полимиктовые, с включениями гравийных зерен; преобладает мелко-среднезернистый песчаный материал; 2 - разнозернистые бурые, буровато-серые глинистые пески; за счет глинистой примеси образуют плотные прослои; 3 - разнозернистые, преимущественно крупно-грубозернистые серые пески; 4 - мелко-среднезернистые пески; 5 - кусочки древесного угля; 6 - глыбы сиенитов; 7 - норы грызунов; 8 - песчаные илы.

0,75-0,95 - буровато-серые глинистые разнозернистые пески, существенно мелко-среднезернистые, полимиктовые. В северной стенке - глыба. В западной стенке слой выклинивается (через 70 см в сторону уступа террасы), а на этом же уровне появляется линза гравийных песков с мелкими валунами. Второй "культурный" горизонт.

0,95-1,30 - серые разнозернистые слоистые пески.

1,30-1,80 - в восточной стенке обнажены те же, что и в интервале 0,95-1,30, пески. В западной и северной стенках вскрыты коллювиальные глыбы сиенитов. В песках норы грызунов, заполненные сильнопылеватыми буровато-серыми песками. На уровне третьего "культурного" горизонта (1,65 м) проявляются тонкие прослои глинистых песков (мощность слоев от 1 до 3-4 см).

1,80-2,85 - серые разнозернистые пески, ниже 2,70 м - горизонтально-слоистые пески с прослоями песчаных илов. Хорошо видно чередование слоев сильноглинистых песков (мощностью от 2 до 5 см), песчаных илов (мощностью до 1,5 см) и разнозернистых, существенно среднезернистых песков.

2,85-3,45 - глыбы сиенитов, пространство между которыми заполнено горизонтально-слоистыми песками.

При довольно однообразном составе аллювиальных отложений относительно четко выделяются пять горизонтов, на границах которых отмечаются следы перерывов в накоплении речного песчаного материала. Схематизированный сводный разрез этой части поселения Санный Мыс выглядит следующим образом.

1. Поверхность террасы под останцом на отдельных участках завалена коллювиальными глыбами и частично переработана плоскостным смывом. А.П. Окладниковым на поверхности террасы отмечен археологический материал, датируемый неолитом. Слоеватые песчаные отложения образуют слой мощностью до 1,2 м, нижняя граница которого улавливается с трудом.

2. На поверхности раздела с первым слоем — очаг (каменный материал, обработанный человеком, приуроченный к поверхности раздела, А.П. Окладниковым сравнивается с материалом Ошурковской стоянки и датируется мезолитом). До глубины 25 см от поверхности раздела нормальная текстура отложений нарушена в результате криостатических деформаций (интерпретация очень неуверенная, см. рис. 23, б). На глубине 30–60 см от кровли слоя встречены норы грызунов. Подошва слоя расположена ниже поверхности террасы на 1,65 м, мощность около 0,45 м.

3. Поверхность раздела между вторым и третьим слоями (горизонтами) фиксируется скоплениями обломков костей; приуроченный к ней каменный археологический материал датируется поздним палеолитом /Окладников, 1971/. Как и в предыдущем случае, в слое мощностью до 20 см первичная осадочная текстура деформирована (рис. 23, а). В верхней части много прослоев сильноглинистых разнозернистых песков. На глубине около 30 см от кровли слоя — кротовина. Мощность 0,7 м.

4. На границе раздела с третьим слоем очаг (палеолит). В верхней части окраска слоя серая, возможно обусловленная присутствием гумуса, книзу сменяющаяся буровато-, розовато-серой. Мощность слоя около 0,5–0,55 м. Подошва слоя от поверхности террасы располагается на глубине 2,85–2,90 м. Мелко-среднезернистые пески с линзами песков, обогащенных биотитом и магнетитом (мощность линз 1–2 мм, длина до 300 мм), с прослоями илистых песков (мощностью до 20–30 мм и длиной до 1–2 м). Грубые слойки с горизонтально слоеватым строением разнозернистых (буровато-серых мелко- и среднезернистых и серых крупно-грубозернистых) песков имеют мощность до 20–40 см.

5. На границе раздела с четвертым слоем (горизонтом) — очаг. В верхней части пятого слоя материал перемешан до глубины 0,1 м. Ниже пески имеют горизонтальную, пологоволнистую слоистость. На глубине 50–60 см от кровли — норы грызунов. Подошва слоя расположена ниже поверхности террасы на 3,7 м.

6. Как и в предыдущем случае, на границе раздела пятого и шестого слоев (последний еще не был вскрыт) — следы очага (палеолит).

К делювиальным отложениям под "основным" юго-западным склоном (за Санным Мысом, ниже его по течению) также приурочены находки каменного палеолитического инвентаря, но раскопки 1968 г. произведены на самом мысе в аллювиальных отложениях II террасы Уды. Что свидетельствует в пользу речного генезиса отложений Санного Мыса? По-моему, это достаточно однозначно опознается по составу отложений, их слоистости. Но ведь отложения, включающие культурные слои, по этим же признакам одними исследователями отнесены к склоновым образованиям /Равский, 1972/, а другими — к речным /Флоренсов, 1971/. Против истолкования отложений, слагающих 10-метровый террасовидный уступ под скальным останцом Сан-

ного Мыса, как делювиальных накоплений свидетельствует малая площадь склона, под которым эти отложения накопились. К тому же хорошо выражена изоляция участка от смежных, на которых делювиальная и пролювиальная аккумуляция была возможна, так как возвышающиеся над ними склоны имеют достаточно большую площадь, чтобы в результате склонового смыва была сформирована делювиальная толща той мощности, которую имеют отложения шлейфа, сопряженные со II террасой Уды. То, что погребенная часть склона останца и его продолжение на дневной поверхности характеризуются одинаковой крутизной (30–35°), также свидетельствует не в пользу мощных делювиальных накоплений под ним (более 10 м видимая мощность разреза Санного Мыса на участке раскопок 1968 г.).

Останец сложен сиренево-серыми биотитсодержащими сиенитами. Сиренево-серые идиоморфные зональные кристаллы калиевого полевого шпата образуют каркас породы, пространство между которыми заполнено мелкозернистым биотит-полевошпатовым агрегатом с редкими зернами кварца. Каркас образуется зернами со средними размерами 4×4 мм при максимальном размере 8×3 мм. Гравий и мелкая галька, встречающаяся в виде включений или образующая линзы в песках под останцом, представлены розовыми мелкозернистыми гранитами, серыми, темно-серыми эффузивными породами и т.д., т.е. такими породами, каких на склоне нет. Полевошпатовая дресва поступила, видимо, со склона останца, а также при выветривании свалившихся со склона глыб сиенитов. Гальки I–II класса окатанности (и щебень, присутствие которого отмечала Э.А. Вангенгейм), видимо, были захвачены рекой после того, как они были вынесены и отложены в конусах выносов и наземных дельт правых притоков Уды, образовавших аккумулятивную равнину непосредственно выше Санного Мыса. Все это позволяет говорить об аллювиальной природе толши, слагающей террасовидный уступ высотой около 9–10 м. У Санного Мыса реке приходилось течь по глыбовым свалам, размеры глыб велики и нетранспортабельны, поэтому отлагался преимущественно мелкий материал, заполнивший пространство между глыбами.

Ошурковская мезолитическая стоянка. Вывод о приуроченности палеолита и мезолита Санномысского многослойного поселения к отложениям II террасы Уды (9–12-метровой), а не к отложениям делювиального шлейфа, "неудобен", так как нужно объяснять асинхронность террас Селенги и среднего течения Уды. Независимо от истолкования генезиса отложений, в которых заключены культурные слои Ошурковской стоянки, их считают одновозрастными I террасе /Окладников, Флоренсов, 1961; Антропогенные отложения..., 1964; Базаров, 1970; Равский, 1972/. Стоянка расположена в 0,2–0,3 км от северной окраины с. Ошурково. Культурные слои приурочены к горизонтам погребенных почв в супесях и суглинках, вскрытых дорожной выемкой. "I терраса в окрестностях с. Ошурково имеет высоту 6–7 м над меженью. На протяжении более километра от размыва сохранилась лишь ее тыловая часть шириной всего в несколько метров. Терраса прислонена к невысокому гранитному массиву и имеет тыловой шов, покрытый делювиально-солифлюкционным шлейфом" /Антропогенные отложения..., 1964, с. 130/. По мнению Э.И. Равского и др., погребенные почвы, с которыми связана ошурковская культура, развиты в осадках пойменной фации аллювия и по времени их образования соответствуют завершающей стадии формирования аллювия I террасы. Н.А. Флоренсов /Окладников, Флоренсов, 1961/, а позднее и Д.Б. Базаров /1968, 1970/, считают, что культурные слои заключены в отложениях делювиального шлейфа. Последнее мнение, по-моему, является верным. Абсолютный возраст нижнего культурного слоя по иониевому методу равен 24 тыс. лет /Базаров, 1968, с. 114; 1970, с. 55 /,

но у В.Е. Ларичева эта датировка вызывает сомнение (устное сообщение). Д.Б. Базаров /1970, с. 54/ становление разреза Ошурково представляет следующим образом: "...во время формирования русловой фации аллювия I террасы коренной склон постоянно подмывался и ... поэтому русловой аллювий непосредственно прислонен к коренному склону. В это время отсутствовали, естественно, благоприятные условия для накопления делювия. При формировании пойменной фации аллювия прекращается процесс непосредственного подмыва склона, и вдоль склона образуется шлейф, отложения которого так или иначе должны были перекрывать нижнюю часть аллювия I террасы, вклиниваясь языками в пойменную его фацию".

Действительно ли высота 6-8 м является полной, т.е. верхняя часть разреза не смыта и сопоставление отложений Ошурковского разреза с разрезом 6-7-метровой террасы Селенги справедливо? Пожалуй, это представление верно, так как мне удалось найти еще один пункт с каменным материалом, подобным материалу местонахождения Ошурково (заклчение Е.А. Хамзиной, коллекция хранится в БИОНе СО АН СССР). Это фрагмент 7-8-метровой террасы Селенги на устье пади, в которой расположена Сотниковская птицефабрика. Здесь на поверхности с нарушенной дерниной наряду с многочисленными обломками сосудов, датируемых бронзовым веком, собран каменный материал, подобный материалу нижнего культурного слоя Ошурково. В траншее, прорытой на площадке террасы рядом с дорогой, палеолитический каменный материал был найден в стенках траншеи на глубине около 0,5-0,7 м. Но является ли на этом участке долины Селенги 6-8-метровая терраса I террасой? Может быть, это II терраса? Исхожу вот из чего. Современное дно долины до того, как оно станет террасой, состоит из русла, пляжа, кос, береговых валов, низкой и высокой пойм со старичными озерами. Разница высот разных частей поверхности дна зависит от расхода реки и может меняться в значительных пределах для разных рек. Кроме того, высота поверхности высокой поймы вполне определению связана с высотой паводков, которая зависит при прочих равных условиях от скорости течения реки. При больших скоростях течения ниже высота паводков. Если учесть, что скорость течения зависит от уклона реки, то на тех участках долины, где уклон больше, высота высокой поймы будет ниже, чем на участках с меньшими уклонами. При врезании реки, когда поймы переходят в новую стадию развития - речные террасы, это соотношение может сохраниться.

Вторая причина, которая заставляет рассматривать Ошурковскую террасу как II, заключается в природе позднплейстоценовых и голоценовых террас - это климатические террасы. При уменьшении расходов реки и возрастании количества твердого материала, поступающего в нее (аридизация климата), происходит перестройка продольного профиля реки /Экспериментальная геоморфология, 1961/. Он выполаживается в верхнем течении и становится круче в среднем. Из-за этого при возрастании расходов реки и переформировании продольного профиля под новый расход образуются климатические террасы, имеющие высоту больше в среднем течении, чем в верхнем и нижнем. С этих позиций терраса Уды, в разрезе которой выявлено Санномыское многослойное поселение (среднее течение), может быть выше одноименной террасы в районе с. Ошурково (нижнее течение Селенги).

Кстати, А.В. Кожевников и др. /1972, с. 172/, С.М. Цейтлин /1979/ считают, что отложения, содержащие культурные слои Ошурковской стоянки, однообразны отложениям II террасы.

Одним из слабых пунктов обоснования при корреляции разрезов кайнозойских образований является использование криогенных деформаций первично-осадочной текстуры. Степень изученности мерзлотных деформаций в разрезах рыхлых толщ настолько низка, что приводимые в публикациях примеры не только малопригодны для корреляции, но даже недостаточны для палеогеографических реконструкций. Обратимся к тем элементам ландшафтно-климатической характеристики территории, которые свидетельствуют о возможности возникновения разных типов мерзлотных деформаций в современных отложениях. В своих рассуждениях буду опираться на имеющиеся публикации, в которых характеризуется современное распространение многолетней мерзлоты и сопровождающих ее явлений. Для этой цели на основе ряда карт-схем, не меняя рисовки выбранных элементов, построил схему (рис. 24), на которой показал современные границы зон с разным распространением многолетней мерзлоты и изолинии среднегодовой температуры воздуха, мощности снежного покрова.

Многолетнемерзлые породы (ММП) достаточно широко распространены в Забайкалье. Их приуроченность к днищам долин, даже в тех случаях, когда они имеют островное распространение, заставляет говорить о большой вероятности мерзлотных деформаций в отложениях разного возраста. Поэтому только обнаружение практически сплошного площадного проявления мерзлотных деформаций на одном стратиграфическом уровне в осадках хотя бы одного генезиса может позволить достаточно убедительно связать во времени накопление осадков или образование мерзлотных деформаций с климатической обстановкой, отличной от современной, более холодной. В опубликованных разрезах таких примеров нет. Однако площадные проявления мерзлотных процессов в прошлом хорошо устанавливаются по данным геолого-геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков.

Современные границы зон распространения ММП и их типы /Соловьева, 1976; Колдышева, 1970/ позволяют предполагать, что мерзлотные деформации первично-осадочных текстур практически всех типов могут быть встречены в голоценовых и новейших отложениях. В пределах Бурятии Р.Я. Колдышева /1970/ выделяет три зоны с разными типами распространения многолетнемерзлых пород. Зона их сплошного распространения расположена в Восточном Саяне, на Витимском плоскогорье и сопряженных с ним территориях высокогорных хребтов северо-востока и севера Бурятии. Переходный тип (от островного к сплошному) распространения выделен в Баргузинском, западных частях Джидинского и Хамар-Дабанском, Хангарульском хребтах.

Несколько подробнее необходимо рассказать о зоне островного распространения многолетней мерзлоты, так как этот участок территории наиболее детально изучен геологами-четвертичниками, а на основе разрезов, выявленных здесь, построены все схемы стратиграфии /Антропогенные отложения..., 1964; Базаров, 1968; Антошенко-Оленев, 1966, 1975; и др./ Р.Я. Колдышева зону островного распространения ММП подразделяет на две подзоны. Подзона А с мощностью ММП 25-50 м, которая занимает территорию, включающую в себя центральные части хребтов Джидинского, Мал. и Бол. Хамар-Дабана, восточную часть хр. Улан-Бургасы, хребты Хоринский и Цаган-Хунтэй, в долинах рек обычно острова многолетней мерзлоты; солнцепечные склоны, выположенные низкие водоразделы характеризуются

отсутствием многолетнемерзлых пород, но они могут быть повсеместными на склонах хребтов северной и отчасти восточной экспозиции. Площадь островов меняется от 3 до 10 км², глубина залегания поверхности ММП равна 1-5 м. В долине Джиды отмечена максимальная мощность ММП в этой подзоне, равная 70 м. На водоразделах мощность сезонноталого слоя (СТС) составляет 0,5-1,5 м, в долинах - 4 м, но может достигать 8 м. Подзона Б - почти меридионально ориентированная полоса, охватывающая лево- и правобережье Селенги, включает в себя бассейны нижних течений Джиды, Темника, Хилка, Чикоя, Уды, Тугнуя. Острова с поперечником 100-150 м и мощностью от 2,5 до 25 м, с температурой от -0,5 до 0°С приурочены к заболоченным участкам. Мощность мерзлых пород на склонах северной

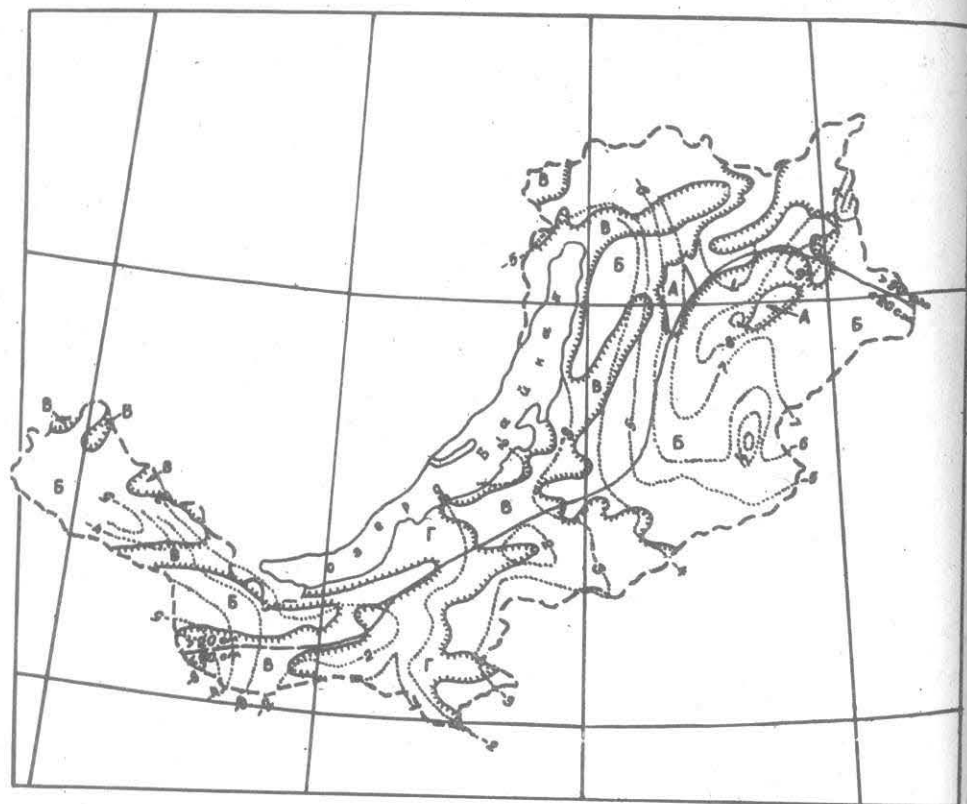


Рис. 24. Схема распространения многолетней мерзлоты с данными о среднегодовых температурах воздуха и наибольших декадных высотах снежного покрова.

1-4 - криолитозоны: 1 - сплошная с мощностью более 500 м, 2 - сплошная с мощностью 100-500 м, 3 - прерывистая, 4 - островная (границы даны по схеме Л.Н. Соловьевой /1976/); 5 - среднегодовые изотермы воздуха (взяты с карты, составленной А.А. Митчиной /1970, с. 22/); 6 - граница областей со средней из наибольших декадных высот снежного покрова на зиму менее и более 20 см (по Е.Я. Щербаковой /Гидрогеология СССР, 1970, с. 25/); 7 - границы криолитозон.

экспозиции 1,5-2 м, они залегают в виде линз. Площадь участков ММП не превышает 4% всей площади подзоны.

Обратимся к некоторым показателям, которые свидетельствуют, что ММП - результат соответствия термического режима горных пород современному климату. Первый из них - слияние сезонноталых пород с многолетнемерзлыми. Слияние установлено в ряде пунктов, расположенных в зонах сплошного развития мерзлоты, переходной и островного распространения. Смыкание сезонной мерзлоты в переходной зоне наблюдалось в с. Санага, пос. Зун-Хасурта, долине р. Булуктай, в с. Кижинга и других пунктах. Установлено слияние ММП с СТС и в зоне островного распространения ММП. Например, в Тугнуйской впадине, в долине Селенги у с. Сотникова, в Боргойской впадине. В то же время можно привести массу точек, где верхняя поверхность ММП не смыкается с подошвой сезонноталого слоя (СМС); расстояние между подошвой СМС и кровлей ММП колеблется в довольно широком диапазоне - от 2 до 15 м, но эти глубины обычно меньше глубины залегания подошвы слоя с сезонными колебаниями температуры, что, в общем-то, позволяет высказать мнение, что не так давно и термический режим пород был иным, а среднегодовые температуры воздуха были ниже. Например, на о-ве Спасовском (пойма Селенги, рядом с Крыльем Яром) можно наблюдать большие группы бугров-могильников. Есть в пойме Уды и криостатические деформации, правда, они не всегда свидетельствуют о присутствии ММП. Но зато в пойме Иволги есть и полигональные мерзлотные образования, и криостатические деформации. Криостатические деформации в аллювиальных отложениях высокой поймы наблюдались в долине Джиды (рис. 25). Криостатические деформации на разной стадии развития можно наблюдать в отложениях поймы рек Кудун, Кижинга (рис. 26), в современных отложениях в районе с. Окино-Ключи.

Количество примеров можно значительно увеличить. С этим явлением давно встречались почвоведы. О.В. Макеев и др. /1974/ пишут о мерзлотных и холодных почвах Забайкалья: "Температурные данные почв в ... 42 пунктах Забайкалья показывают, что мерзлотные почвы на многолетнемерзлой породе имеют отрицательную среднегодовую величину во всех слоях или преобладающей ее части. Среднегодовая температура в разных слоях одной и той же почвы неодинакова и колеблется от нуля до -1, -2°С, редко достигая -4, -5°С" (с. 154). "Некоторые исследователи... относили почвы к мерзлотной группе только по их морфологическим признакам, хотя сезонная мерзлота не смыкается с многолетней или последняя в настоящее время отсутствует... На этой территории многолетняя мерзлота в прошлом существовала и оставила в почвенном покрове следы криогенеза (карманы, затеки, криотурбации и т.д.), которые являются не результатом современного почвенного климата, а скорее всего реликтом деградировавшей многолетней мерзлоты" (с. 158).

Р.Я. Колдышева /1970/, отмечая малые величины температур многолетнемерзлых пород в зоне островного распространения (от 0 до -1°С), указывает, что "направление развития криогенного процесса даже при незначительных изменениях климата и геолого-географических условий на фоне общего наступления мерзлых пород может привести к местной деградации - к местному усилению" (с. 81). Это высказывание иллюстрирует строение мерзлой толщи в районе пос. Зун-Хасурта (абс. высота места 725 м над ур. м.): верхняя поверхность ММП залегают на глубине 2 м, нижняя на глубине - 38 м, в интервалах 12-19 м и 30-32 м залегают талики.

Таким образом, связывать мерзлотные деформации первично-осадочных текстур обязательно с проявлением каких-то иных, резко отличных от

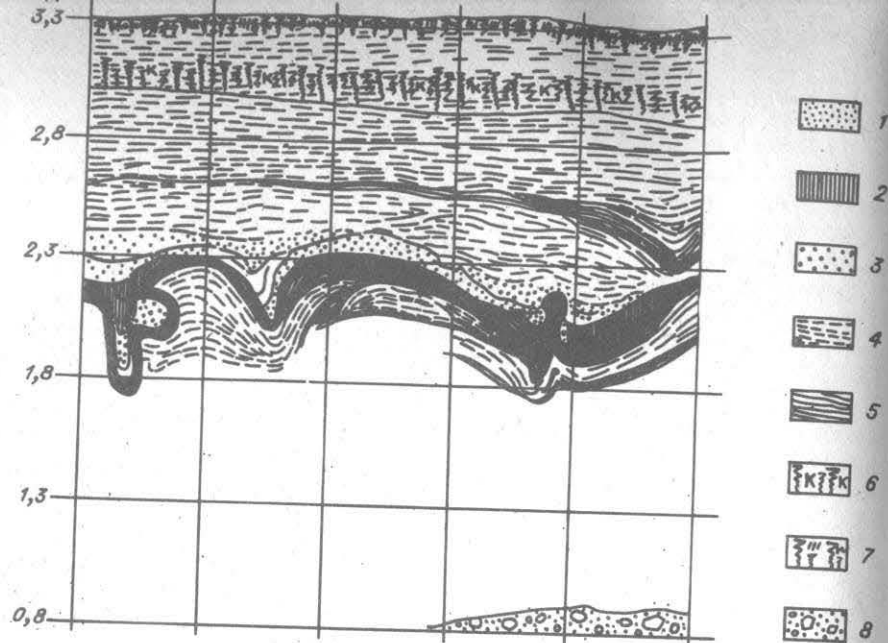


Рис. 25. Криостатические деформации в отложениях высокой поймы Джицы. Эрозионный уступ высотой 3,3 м над урезом, левый берег. обнажение расположено в 1,5 км северо-восточнее южной оконечности Ангархойского массива.

- 1 - мелкозернистые пылеватые пески; 2 - илстые пески; 3 - "отмытые" разнозернистые пески; 4 - песчаные илы; 5 - илы; 6 - карбонатизация; 7 - погребенные и современные почвы; 8 - галечники.

современных климатических условий в Забайкалье нельзя. Тем более едва ли реализуется вероятность, предполагаемая Д.Б. Базаровым /1964/, "что появится дополнительная возможность определения числа ледниковых эпох в близлежащих горных сооружениях" (с. 63). И в то же время в работах большинства исследователей четвертичного периода Забайкалья в более или менее категоричной форме проявление мерзлотных деформаций в разрезах связывается с эпохами оледенений, для чего в большинстве случаев не имеется достаточных оснований. Эти образования, несомненно, могут дать достоверную информацию об условиях их возникновения и развития, но последнее может быть выполнено только при более четкой морфометрической характеристике и оценке пространственного взаиморасположения деформаций. Для этой цели необходим сбор сведений о гранулометрическом составе осадков, в которых наблюдаются деформации, о влагоемкости, пористости, объеме и удельном весе, а также определение коэффициентов линейного расширения (сокращения), модуля сдвига мерзлых осадков при разной исходной влажности.

Эти данные вкупе с данными о глубине грунтовых жил, расстоянии между ними позволят, используя эмпирические формулы, выявить градиенты

температур в поверхностных слоях, степень континентальности климата, значения среднегодовых температур. Без такого анализа все палеогеографические построения на основе беглых наблюдений мерзлотных деформаций осадочных текстур едва ли станут достоверными. Неопределенность понятия "перигляциальные образования" ведет при реконструкциях к выбору самых жестких условий: условий предледниковых ландшафтов, но ведь современные мерзлотные деформации встречаются гораздо шире - в таежных, лесостепных, степных ландшафтах Восточной Сибири и Дальнего Востока, Монголии и других районах. Кроме того, часть типов мерзлотных деформаций может развиваться и при отсутствии многолетней мерзлоты.

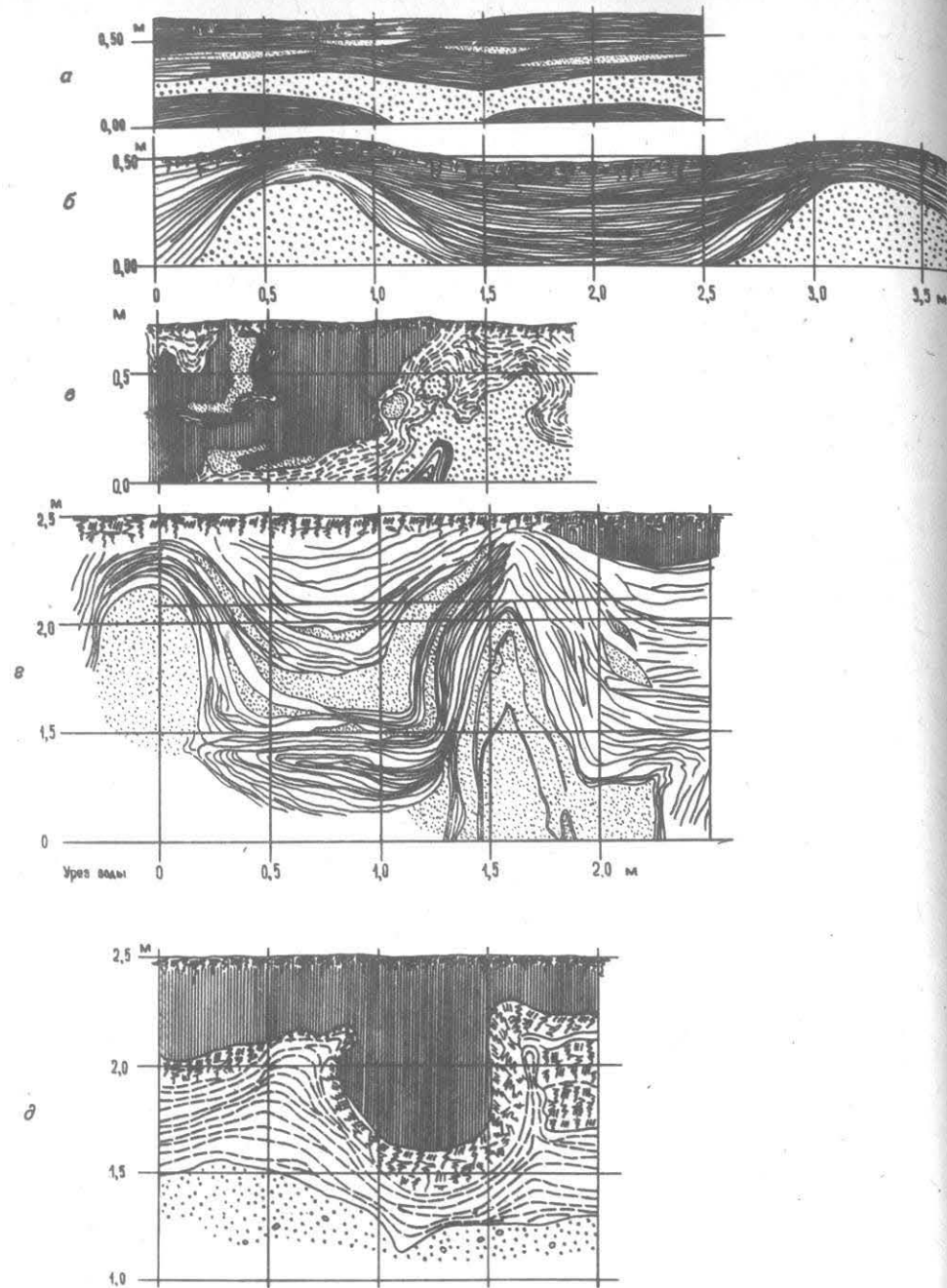
"В южных районах Забайкалья, где влажность грунтов невелика, а градиенты температур в СТС и СМС в малоснежные и суровые зимы весьма значительные, трещины могут следовать за подошвой промерзающего слоя. Мощность эпигенетических полигонально-жильных грунтовых образований может составлять в этом случае 2-4, а иногда и более метров" (/Романовский, Шапошникова, 1971, с. 101/; имеются в виду суглинистые отложения. - А. - О.).

Практически нет разрезов четвертичных отложений, изученных достаточно, чтобы говорить о широком распространении мерзлотных деформаций на одном стратиграфическом уровне в осадках разного генезиса, что могло бы позволить достаточно убедительно связать их образование с резко иными климатическими условиями, чем современные. О том, что такие следы площадного проявления мерзлотных деформаций существуют, можно судить в настоящее время только по результатам изучения аэрофотографий аккумулятивных поверхностей в Тугнуйской, Хилокской, Гусиноозерской, Иволгинской и других впадинах.

В Тугнуйской впадине (бассейн р. Хонхойка) на двух поверхностях аккумуляции, разделенных врезом, наблюдались эпигенетические полигональные формы, отличающиеся размерами ячей. Отложения раннего этапа представлены покровными склоновыми супесями, редко суглинками с примесью дресвы, щебня, переходящими в отложения делювиального шлейфа, имеющие такой же литологический состав, но при этом мощность отложений меняется от 3-5 до 20-30 м. Они по фаунистическим остаткам датируются поздним плейстоценом (*Equus caballus*, *Mammuthus primigenius* и др.). Эти отложения занимают более 40% площади, высоко поднимаясь на склоны. Граница между склоновыми покровными отложениями и отложениями шлейфов устанавливается с трудом по слабо вогнутому перегибу склона. Широкое развитие крупноячейстых полигональных (тетрагональных) грунтов (длина сторон ячей 30-35-80 м, чаще 50-60 м) на большей части склонов делает эту границу условной, а так как крупноячейстые развиты в равной степени на всей площади, то можно говорить о малом сносе рыхлого материала со склонов после образования полигонов.

Площадь распространения верхнечетвертичного делювия, пролювия и аллювия второго этапа аккумуляции имеет более четкие границы, выраженные довольно резкими вогнутыми перегибами. На аккумулятивной поверхности этого этапа развиты мелкоячейстые тетрагоны со сторонами от 15 до 35-40 м, в основном 20-30 м. Отложения второго этапа представлены также супесями, реже суглинками с примесью грубообломочного материала. Мощности отложений первого и второго этапов аккумуляции сопоставимы.

В Иволгинской впадине крупноячейстые полигоны широко распространены на поверхности предгорного шлейфа северного склона Ганзуринского кряжа. Они формировались после расчленения предгорного шлейфа падами и



наложены в виде единой сети, как на поверхности, образованной среднеплейстоценовыми отложениями, так и на поверхности позднеплейстоценовых накоплений разного генезиса, но представленных образованиями одного состава: пылеватыми песками, супесями, реже суглинками с очень незначительной примесью грубозернистого песка и гравия.

В Еравнинской впадине (аккумулятивная аллювиально-пролювиально-озерная равнина) полигональные грунты с разными размерами ячеек развиты повсеместно, при этом наряду с плейстоценовыми образованиями достоверно установлены голоценовые крупноячеистые полигоны.

В Хилоской впадине широкое развитие мерзлотных полигонов наблюдается на поверхностях увалов левобережья Хилка, сложенных ранне-среднеплейстоценовыми песками, но полигональные грунты здесь приурочены к участкам поверхности близ тыльных закраин и удаленных от эрозионных уступов.

Эти примеры выбирались так, чтобы можно было хотя бы приблизительно оценить возраст полигональных образований. Вообще же полигональные грунты широко развиты как на пологих степных, так и пологих освобожденных от леса под пашню склонах, практически всюду от бассейна Итанчи до правобережья Чикоя, от Удунги до Петровска-Забайкальского.

Кроме предпосылок тому, что они могут развиваться и в настоящее время (развитие ММП, высокие значения градиента температур, достаточное осенне-предзимнее увлажнение грунтов и пр.), есть ряд пунктов, где возраст крупноячеистых трещинно-жильных полигонов хорошо доказывается как голоценовый (район Еравнинских озер). То есть для некоторых районов Забайкалья и повсеместное развитие полигональных мерзлотных образований не является свидетельством особых каких-то условий.

Когда стало возможным образование жильных льдов в грунтах или грунтовых жил? Едва ли чем, кроме самых общих рассуждений и ссылками на факты, описанные в северных районах Сибири, это сейчас докажется. Может быть, в среднем эоплейстоцене? Повод для этого есть: клиноподобные текстуры в верхней части красноцветов Додогольского разреза, под подошвой палево-сероцветной среднеэоплейстоценовой толщи. Но, может быть, это только признак больших градиентов температур в почве в малоснежные зимы того времени? Пока можно доказать только позднеплейстоценовый возраст, в лучшем случае среднеплейстоценовый, первых многолетнемерзлых толщ, которые позднее, по-видимому, никогда не деградировали полностью. Историю многолетней мерзлоты зоны редкоостровного ее развития (бассейн Селенги) можно показать на примере южного борта Иволгинской впадины. Можно попробовать связать факты по положению нижней границы развития пояса гольцов, которые фиксируются по реликтовым формам на хребтах Южного, Юго-Восточного Прибайкалья и Селенгинского среднегорья.

Южный борт Иволгинской впадины - предгорный шлейф длительного формирования у подножия северного склона Ганзуринского кряжа. Не касаясь

Рис. 26. Криостатические деформации в современных и плейстоценовых отложениях Кижинги (усл. обозн. см. на рис. 25).

а, б - левый берег Кижинги, 500 м ниже моста в с. Кижинга (а - высота уступа поймы 0,5 м; б - разрез более "взрослого" сегмента поймы); в - правый берег Кижинги, эрозионный уступ "пучинной" поймы (высота над урезом 0,75 м) близ с. Кижинга; г - правый береговой уступ Кижинги у с. Леонновка, высота 1,5-1,6 м (высокая пойма - I терраса?); д - эрозионный уступ 2,5-метровой террасы Кижинги, левый берег, южная окраина с. Леонновка.

природы осадков опорного разреза горы Тологой, повторю, что разрез его палево-серой толщи достаточно хорошо коррелируется с разрезами шлейфа на разных участках по данным буровых работ. Красноцветная толща в разрезах буровых скважин установлена во многих местах, причем в погребенном состоянии и севернее горы Тологой. "Средняя" (по Д.Б. Базарову /1968/) палево-серая толща в разрезе с размытом ложится на красноцветы. В разрезах скважин между красноцветами и палево-серыми отложениями установлена светло-серая, иногда обожженная аллювиальная толща, представляющая промытыми песками, разными галечниками мощностью до 60 м. На нее ложится палево-серая "средняя" толща с характерными красновато-бурными погребенными почвами в ее верхней части. Далее — верхняя палево-серая толща. Мощности этих толщ непостоянны и достигают 40–50 м (в Тологойском разрезе их мощности порядка 10 м). Мерзлотные деформации описаны только в верхней палево-серой толще.

Как уже говорилось ранее, эпигенетические полигонально-жильные крупноячеистые образования развиты на шлейфе повсеместно, причем их сеть едина и развита не только на денудированной поверхности высокого шлейфа, но и наложена на склоны и верхнеплейстоценовые участки днища падей бессточных котловин, расчленяющих шлейф. Развитие мерзлоты не вызывает сомнений, так как сохранились кроме следов полигонально-жильных образований и крупные бугры выпучивания; термокарстовые воронки (по гидролакколитам), просадки и, как результат деградации многолетней мерзлоты, оползни и сплывины на пологих склонах падей и котловин. Это позднелейстоценовые образования, которые можно связывать с эпохой, когда нижняя граница гольцов опускалась на 400–500 м ниже современного ее уровня. По положению этой границы хорошо видно влияние горного рельефа на климат, который противодействовал распространению влияния ледников, локализуя его. Вероятно ледники являются не столько следствием значительного изменения баланса среднегодового прихода солнечного тепла на землю и большого изменения среднегодовых температур, сколько следствием уменьшения прямой радиации близ районов с большим количеством атмосферных осадков. Формирование ледников происходило, видимо, при повышении влажности климата, сопровождавшемся понижением среднегодовых температур, главным образом в пределах наветренных склонов, где шла разгрузка воздушных масс от влаги в виде твердых в зимнее время и жидких и твердых осадков в летнее. То есть типичные перигляциальные ландшафты не получали широкого развития в Забайкалье. Они охватывали только горы, причем при движении от Байкала границы распространения гольцов оказывались выше за хребтами и понижались вдоль Селенгинского коридора, по которому холодные воздушные массы распространялись на юго-восток Селенгинского среднегорья (Тугнуй, Кижинга и т.д.).

Мерзлотные деформации осадочных текстур отложений Западного Забайкалья еще не изучены так, чтобы можно было говорить, что палеогеографические реконструкции на их основе отражают существовавшие на самом деле природные обстановки Забайкалья в прошлом. Достоверно устанавливается развитие многолетней мерзлоты только с позднего плейстоцена. Без тщательных характеристик морфологии мерзлотных деформаций, без учета гранулометрического состава деформированных слоев, строения разрезов, мерзлотные деформации для корреляции разрезов не могут привлекаться хотя бы потому, что условия для их формирования существуют и в настоящее время.

1X. ХАРАКТЕР МЕЖЛЕДНИКОВИЙ.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ СПЕКТРЫ "ХОЛОДНЫХ" СТЕПЕЙ

Сомнение в правильности интерпретации спорово-пыльцевых спектров, в которых преобладает пыльца недревесной растительности при значительном содержании пыльцевых зерен полыни, лебедовых, как спектров эпох похолоданий — оледенений у меня впервые появилось при изучении разрезов верхнеплейстоценовых делювиально-пролювиальных шлейфов в долине среднего и нижнего течения Джиды. Такого типа спектры были выявлены в осадках, содержащих костные остатки *Citellus undulatus*, *Marmota sibirica*, земноводных, скорлупу яиц *Struthio sp.* До этого мне тоже было известно местонахождение линзовых скоплений костных остатков грызунов (*Marmota sp.*, *Citellus undulatus* и др.) и лягушек (*Rana sp.*) в одном из разрезов верхнеплейстоценовых делювиальных отложений, однообразных аллювию II террасы р. Курба, в устье долины правого притока Курбы, впадающего в нее примерно в 5 км ниже устья Хасурты. Сомнения еще более усилились после находки в аллювии II террасы Джиды кладки яиц страусов /Антощенко-Оленев, 1975/. Правда, в существовании позднелейстоценовых страусов не все верили. Так, Е.И. Корнутова (устное сообщение) полагала, что эти скопления скорлупы, возможно, происходят из более древних отложений, якобы слагающих доколь террасы. Но после находки кладки яиц страусов, сделанной А.В. Тиваненко в 1974 г. /Гайдученко, Тиваненко, 1978/ в котловинах выдувания песков II террасы Селенги у с. Зарубина, оснований для отрицания существования страусов в позднем плейстоцене и даже в голоцене, по-моему, не осталось. Кроме находок *in situ* скорлупы яиц страусов у горы Ангархай и с. Зарубина можно назвать более десятка пунктов, где в отложениях позднего плейстоцена найдены фрагменты скорлупы яиц страусов. Это местонахождения в бассейнах рек Хилок, Тугнуй, Тарбагатайка, Хонхолойка, Уда и др. В образцах позднелейстоценовых делювиально-пролювиальных отложений и аллювия Хонхолойки (данные О.Славниковой) были установлены спорово-пыльцевые спектры, позволившие Л.П. Якимович (Лабораторный комплекс БГУ) сделать заключение о довольно суровых климатических условиях (с низкими температурами и повышенной сухостью — период похолодания, оледенения), при которых происходило накопление осадков. В этих же отложениях М.А. Ербаевой были собраны костные остатки полевки Брандта, даурской пищухи, длиннохвостого суслика, земноводных, скорлупа яиц страуса (урочище Ара-Киндуй, овраги на шлейфе и берег Хонхолойки), что позволило ей предположительно оценить климатические условия того времени, как более умеренные, чем в настоящее время, а ландшафты — как "открытые сухие, вероятно, холодные степи" (из заключения М.А. Ербаевой). В этом случае видно, что результаты палинологических анализов можно истолковать очень широко. Можно предлагать ряд вариантов реконструкций растительного покрова, среди которых будут и взаимоисключающие. Если же по спектрам говорить только о том, о чем можно однозначно сказать (о сухости и континентальности климата), то противоречий, которые возникают при оценке климатических условий времени осадконакопления, не будет, а с учетом данных об экологии мелких позвоночных, чьи остатки найдены в отложениях, реконструкции будут и довольно детальны, и непротиворечивы. На самом деле, чтобы животно, впадающие в зимнюю спячку, могли заселять какие-то территории, нужно сохранение определенных температур воздуха, грунтов, определенной длительности периода с температурами, благоприятными для активной жизни с полным

биологическим циклом, завершающимся выводением потомства, подготовленного для впадения в спячку.

Лягушки неприхотливы к местообитанию /Терентьев, 1950, с. 36/. Температура тела отличается от температуры среды на $0,5-1^{\circ}\text{C}$, редко до $4-5^{\circ}\text{C}$, современная северная граница ареала проходит по годовой изотерме -10°C , но при условии мощного снежного покрова или другого термоизолятора в местах спячки; сеголетки могут выжить при охлаждении до $-1,1^{\circ}\text{C}$, взрослые особи — до $-(0,4-0,8)^{\circ}\text{C}$, образование льда в теле ведет к гибели животных; во время спячки температура тела отличается от температуры среды на десятки доли градуса. Половозрелыми лягушки становятся на третьем — четвертом году жизни. Вылупление головастиков из икринок у травяной лягушки происходит на 8–28-й день (зависит от погоды), у озерной — на 5–7-й. Метаморфоз (сроки от момента оплодотворения яйца) начинается у остромордой лягушки на 51–120-й день, у озерной — 82–125-й день, у травяной — на 50–180-й, у прудовой — на 72–214-й /Терентьев, 1950, с. 63/. Поскольку диапазон оптимальных температур у травяной лягушки — $13-26^{\circ}\text{C}$, остромордой — $15-27^{\circ}\text{C}$, а у озерной — $18-28^{\circ}\text{C}$, период размножения может наступить при установлении нижней оптимальной температуры.

Большинство известных местонахождений костных остатков амфибий имеет вид линзовидных скоплений, что позволяет предположить: их гибель наступила после того, как они собрались на зимовку. А так как "сравнительная привязанность к местам обитания" характерна для животных, впадающих в спячку /Калабухов, 1956, с. 13/, то массовая гибель их обусловлена, видимо, местными погодными причинами. Например, при характерных морозных зимах защищающий от промораживания грунта снег не скапливается в местах зимовки; поздно выпал или в результате оттепели сошел. Такую погоду в отдельные годы можно наблюдать и в настоящее время. Кроме того, можно предположить и другую причину образования таких скоплений: в засушливые годы животные, спасаясь от сухости, собираются в наиболее увлажненных местах, но скоро и здесь становится сухо, температуры достигают 40°C жары, и животные гибнут.

Мелкие млекопитающие, впадающие в спячку (сурки, суслики, ежи, летучие мыши, некоторые тушканчики и пр.), если и не дают возможность судить о летних погодах, то позволяют говорить о благоприятных грунтовых условиях в зимнее время, об отсутствии близкой к дневной поверхности многолетней мерзлоты. "Зимняя спячка... вызывается действием низкой температуры..., у всех впадающих в оцепенение животных — беспозвоночных, рыб, земноводных, пресмыкающихся и зимоспящих млекопитающих эта реакция на охлаждение будет неодинаковой в разные сезоны, в зависимости от различной степени подготовленности их организма к спячке" /Калабухов, 1956, с. 195/. "Способность к переохлаждению до температуры ниже 0°C без образования льда, но с последующим оживлением характерна далеко не для всех впадающих в зимнюю спячку животных" (с. 228). При переохлаждении (ниже нуля) гибнут суслики, тушканчики и ежи. Температура тела в спячке у ежа равна от $1,8$ до $4,3^{\circ}\text{C}$ (в активном состоянии $+(33,7-35,0)^{\circ}\text{C}$), у сусликов — $0,7-2,0^{\circ}\text{C}$ ($35-39,5^{\circ}\text{C}$), у сурка — $4,6-7,6^{\circ}\text{C}$ ($36-38^{\circ}\text{C}$). Все впадающие в зимнюю спячку виды размножаются один раз в лето. Изменение сроков пробуждения ведет к запаздыванию спаривания, беременности, рождению и расселению молодых животных на несколько дней /Там же, с. 246/. Если такое будет обусловлено похолоданием климата — группа животных данного местообитания вымрет. Потери в весе за время спячки у сурков, ежей, хомяков составляют около $1/3$ веса тела, у суслика — до $1/2$.

Но даже для тех случаев, когда в разрезах, охарактеризованных палинологически, нет находок костных остатков животных, позволяющих контролировать фантазию интерпретатора спорово-пыльцевых данных, есть приемы, гарантирующие объективность интерпретации данных. Для этого, по крайней мере, надо учитывать:

- 1) закономерности распространения (транспортировка) и захоронения пыльцы и спор в горных районах (уже с плиоцена, а то и с миоцена вертикальная поясность, по-видимому, была четко выражена);
- 2) изменение степени сохранности пыльцы и спор в процессе транспортировки и в ископаемом состоянии;
- 3) условия формирования спорово-пыльцевых спектров в различных условиях осадконакопления;
- 4) степень соответствия количественных соотношений пыльцевых и споровых зерен в спектре количественным соотношениям индивидуумов в растительном покрове, продуцировавших пыльцу и споры; количественное соотношение автохтонного и аллохтонного материала.

Это те элементы, что гарантируют объективность восстановления палеопокровов растительности, существовавшей во время накопления отложений, из которых получены спорово-пыльцевые спектры. Ни в одной работе по кайнозою Забайкалья данные палинологического анализа с таких позиций не рассматривались. В этом отношении интересна монография В.А. Беловой "История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны" /1975/. Весьма привлекательны используемые ею методические приемы, но больше заинтересовали сделанные в результате исследований выводы о палеогеографии ледниковых эпох и о влиянии ледников на развитие растительного покрова. "Ледниковый период изучаемого региона проявился лишь в усиленной деятельности горно-долинных ледников и в некотором общем похолодании и увлажнении климата" (с. 128). А заключение о том, что "отдельные точечные наблюдения без опоры на единую общую картину развития природы всего региона, построенную на достаточно репрезентативном материале, не давали возможности сделать обоснованные выводы" (с. 130), можно отнести и к палинологической изученности Забайкалья в целом.

В начале 70-х годов лаборатория геоморфологии и четвертичной геологии Геологического института БФ СО АН СССР начала вести наблюдения за формированием современных спорово-пыльцевых спектров близ г. Улан-Удэ (урочище Тологой, падь Березовская и долина р. Гурульба), но, судя по отсутствию публикаций, эти работы прекратили. Данные, полученные В.В. Савиновой в первые два года исследований, позволяли сделать несколько предварительных выводов. Например, в делювиальных отложениях, отложениях мелких конусов выносов преобладают споровые и пыльцевые зерна местных растительных группировок; аллохтонный материал присутствует в незначительных количествах. В пойменных отложениях аллохтонный, собранный со всего бассейна, материал на отдельных участках может практически подавляться автохтонным, и тогда спектр формируется преимущественно из пыльцевых зерен растений, обитающих на изучаемом участке поймы.

В.А. Беловой /1975/ удалось установить, что "наиболее осреднен состав спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб донных отложений глупобоводной озерной равнины Байкала, в меньшей степени — спектры пойменных фаций... Отложения же русловых фаций содержат пыльцу и споры более осредненного состава за счёт обильно продуцирующих видов, пыльца которых хорошо транспортируется ветром и водой, таких как сосна обыкновенная, кедровый стланик и др." (с. 27).

При восстановлении типов растительного покрова по палинологическим данным в горных районах должно считаться нормальным присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцевых и споровых зерен растений взаимноисключающих экотопов. Например, в бассейне р. Темник с изменением абсолютной высоты и экспозиции элементов рельефа характер растительности меняется: 1) несомкнутые группировки среди каменных россыпей (*Saussurea Pricei* Sims, *Senecio Turczaninovi* DC., *Smelovskia asplenifolia* Turcz.); 2) горные луга в сочетании с зарослями *Pinus pumila*, ерника (*Betula Middendorffii* Trautv. et Mey) и других кустарников; 3) ерниковые (*Betula fruticosa*) заросли с участием даурской лиственницы и березы (*Betula platyphylla*) на заболоченных грунтах в сочетании с травяными болотами и веяниковыми лугами; 4) кедровые леса (*Pinus sibirica*) с сибирской лиственницей; 5) горные темнохвойные (ель, кедр, пихта) леса; 6) лиственничные (*Larix sibirica*), кустарниковые (*Rhododendron parvifolium*; *Betula rotundifolia*) и кустарниковые леса горных склонов; 7) сосновые (*Pinus silvestris*) и лиственнично-сосновые (с *Larix sibirica*) травяно-кустарниковые леса; 8) сосновые остепненные леса в сочетании с мелкорослыми осинниками; 9) сосновые травяно-кустарниковые остепненные леса; 10) галофитные луга в сочетании с зарослями ив и других кустарников; 11) мелкодерновинно-злаковые степи; 12) пижмовые степи местами в сочетании с зарослями *Ulmus macrocarpa* и абрикоса; 13) крупнозлаковые полидоминантные степи с участием карликовой караганы и в сочетании с полыньными (*Artemisia frigida*), лапчатковыми (*Potentilla acaulis*), тимьянниковыми и некоторыми другими сообществами; 14) тырсовые и другие степи со значительным участием полыни /Атлас Забайкалья, 1967/. Почти такой же набор в бассейне Джиды; но в верховьях Джиды (а также ее притоков Цакирки, Хамнея) развиты горные мохово-лишайниковые, кустарниковые (*Betula rotundifolia*, *Rhododendron parvifolium*, *Salix glauca*) и другие тундры на гольцах южносибирского типа. В бассейне Нижней Ципы в среднем течении соседствуют горные мохово-лишайниковые тундры с рододендроном, железистой березкой и моховые леса из даурской лиственницы с багульником (*Ledum palustris*), лиственничные заболоченные леса с подлеском из ерника (*Betula Middendorffii*, *Betula fruticosa*) в сочетании с зарослями ерников и травяно-моховыми болотами и т.д. Таким образом, получающийся усредненный спектр может весьма противоречиво толковаться. Могут быть предложены даже такие варианты интерпретации, которые совершенно не отражают реального характера растительного покрова, особенно если пыльца доминирующих видов растений легко разрушается (лиственница, осина и др.) или продуцируется в малых количествах, т.е. оценки обстановок по данным спорово-пыльцевых анализов бывают взаимноисключающими.

Какими были межледниковья? Какими были обстановки в эпохи оледенений? В интерпретации сотрудников ГИНа АН СССР (Э.И. Равский и др.), проводивших исследования в Забайкалье, межледниковьям соответствуют эпохи влажные, а оледенениям – аридные. Такой же схемы в своих построениях придерживаются Д.Б. Базаров, Е.И. Корнутова и другие исследователи Забайкалья. Выводы об обстановках межледниковий и эпох оледенений в бассейне Джиды уже публиковались /Антощенко-Оленев, 1972, 1975/: межледниковья аридны, а эпохи оледенений характеризуются повышенной увлажненностью. Подобная оценка дается для Монголии Е.В. Девяткиным /1978/, но у него есть компромиссное предположение, что “в южной части внеледниковой – аридной зоны вероятно соотношение: оледенение – пльвиал, межледниковье – арид... В северной части перигляциальной зоны – приледнико-

вые области континентального оледенения – имеется соотношение: оледенение – арид, межледниковье – пльвиал” (с. 26).

Из чего исходят, когда доказывают аридность эпох оледенений? “Со времени максимального развития каждого из ледников растительность была представлена ассоциацией “холодной” степи. Ее господствующим элементом были ксерофиты – полыни и лебедовые. Лишь местами существовали березово-ольховые редколесья... Леса полностью деградировали. Вместо них развились открытые ландшафты тундро-степей или “холодной” перигляциальной степи, в которых древесные породы продолжали существовать лишь в отдельных, наиболее благоприятных для жизни местообитаниях. В первую половину оледенения была преимущественно распространена растительность, близкая к тундровой” /Равский, 1972, с. 217/. В горах Забайкалья трудно найти участки, где бы бесспорно устанавливались в разрезах аллювиальные отложения межледниковий и эпох оледенений, где бы речные отложения были сопряжены с синхронными ледниковыми отложениями. Поэтому для отнесения отложений внеледниковых районов по времени накопления к эпохам оледенений или же межледниковий используется комплекс признаков. О значении мерзлотных деформаций при таких корреляциях разрезов говорилось выше. Здесь же речь идет о причинах возможных ошибок при интерпретации результатов палинологических анализов. Главной ошибкой считаю использование гипотезы о соотношении пльвиалов и аридов с межледниковьями и оледенениями в варианте, предлагаемом Э.И. Равским и другими исследователями.

Об индикаторах похолоданий. “В самом деле, “холодный” или “теплый” тип спорово-пыльцевых комплексов нередко устанавливается лишь на основании присутствия или отсутствия так называемых индикаторов холодного климата, в числе которых фигурируют *Betula nana*, *Selaginella sibirica*, *Cruciferae* (cf. *Draba*), *Saxifraga* cf. *hirculus*, *Botrychium* и даже *Ephedra* и *Salix*... Но даже современные ареалы этих “индикаторов” отнюдь не приурочены исключительно к арктической зоне” /История развития растительности..., 1970, с. 304/. Немалый вред, по-моему, принесло и продолжает приносить понятие “холодных”, “перигляциальных” степей при истолковании палеоклиматических обстановок прошлого. Н.В. Дылис и др. /1965, с. 229/ говорят о такого типа степях в современном Прибайкалье: “Регрессия моря обусловила увеличение сухости воздуха в Предбайкалье и расширила возможность расселения своеобразных крио-ксерофильных (“перигляциальных”) сообществ степей, сформировавшихся ранее в Забайкалье и сохранившихся на склонах южной экспозиции в долинах рек Предбайкалья”. Формированию таких степей способствовало усиление континентальности климата с тем ходом атмосферного увлажнения, что отмечается в настоящее время (малоснежные, но морозные зимы, основное количество осадков во второй половине лета – июле, августе; контрастные изменения температуры). “Степям Забайкалья, приуроченным к склонам гор, присущи многие признаки, отмеченные И.М. Крашенинниковым /Полынов, Крашенинников, 1926/ и А.А. Юнатовым /1950/ для пояса горных степей и леса Монголии, в частности, насыщенность высокогорными элементами, свойственными субальпийскому и альпийскому поясам или заходящими в них. Горные степи в Монголии, вследствие сокращения лесного пояса, нередко контактируют с субальпийским поясом, что облегчает обмен видами. В Забайкалье лесной пояс имеется и обмен видами затруднен, но климатические условия способствуют криофитизации степных видов и сохранению в степях ограниченного числа видов аркто-альпийцев, проникших в них ранее” /Предбайкалье и Забайкалье, 1965, с. 255; выделено мною. – А.-О./.

словами, "холодные" степи характеризуются присутствием в сообществах криофитизированных степных видов, аркто-альпийцев и существуют в настоящее время на территории Монголии, Забайкалья и Предбайкалья, т.е. на территории с резко континентальным климатом. Таким образом, присутствие в спектрах "индикаторов" холодного климата, даже допуская, что они, бесспорно, являются ими, не позволяет определять палеоклимат более точно, чем сухой резко континентальный. Иначе говоря, аридные обстановки межледниковий и эпох оледенений отличить по спорово-пыльцевым спектрам довольно сложно; тем более, что определения растений по спорам и пыльце до вида малочисленны и делаются для ограниченного числа видов, а представители большинства семейств, многих родов широко расселены по земному шару и встречаются в разных природных обстановках.

Изменение каких элементов климата может приводить к смене темнохвойной тайги светлохвойными лесами или наоборот, а также лиственными лесами или редколесьями? Насколько значительными должны быть такие изменения климата? Сравним климатические характеристики участков территории с различными сообществами современной древесной растительности. Н.В. Дылис и др. /1965, с. 232-233/ говорят "о существовании трех разных типов вертикальной поясности лесов: предбайкальского - с мощно развитым поясом темнохвойной тайги, западнозабайкальского - с мощно развитым нижним поясом светлохвойной тайги, сменяющимся с высотой поясом темнохвойной тайги, и восточно-забайкальского, лишённого пояса темнохвойных лесов. В каждом из этих типов поясности можно различать таежные и лесостепные варианты в зависимости от характера нижнего пояса.

Разнообразие лесов усиливается различием состава пород у верхнего предела их распространения и колебаниями высот отдельных поясов. В Восточном Забайкалье верхняя граница леса почти везде образована редколесьями даурской лиственницы, только на Становом нагорье - изредка небольшими рощами березы шерстистой. В горах Западного Забайкалья (кроме гор побережья Байкала) у верхней границы леса растут лиственничные, кедровые и лиственнично-кедровые редколесья, местами березы шерстистой; в Предбайкалье - лиственничные, кедровые, кедрово-лиственничные редколесья; нередко здесь еловые и пихтовые редколесья, а на северо-восточном берегу Байкала - и березняки из березы шерстистой".

По данным серии агроклиматических карт В.М. Картушина /1968/ для Иркутской, Читинской областей и Бурятской АССР, а также ряда карт из "Атласа Забайкалья" было проведено сравнение зависимости состава растительных сообществ от изменений параметров различных характеристик климата: В результате сохранились все неточности исходных материалов, к тому же добавились ошибки, связанные со снятием данных с мелкомасштабных карт, но сравнение позволяет "прочувствовать" диапазон обстановок, в условиях которых обитают растительные сообщества на территории Забайкалья и Восточного и Юго-Восточного Прибайкалья. Было сделано два вывода.

1. Реконструкции растительного покрова по данным палинологического анализа сейчас не имеют необходимой детальности характеристик, чтобы оценка палеоклиматов, которая делается по этим данным, исключала другие варианты интерпретации. Причины тому - многообразие экотопов, которые могут занимать растения, определяемые до вида по пыльцевым и спорным зернам; неизвестны закономерности осреднения спектров.

2. При таком положении дел сведения о растительном покрове должны использоваться только для оценки изменений тех элементов климата,

которые могут быть интерпретированы однозначно. Для полной реконструкции характера климата нужно отработать гипотезу, построенную на данных о связи распределения современной растительности с изменениями элементов климата.

Верхняя граница лесов в горах Восточной Сибири перемещается за последние десятилетия вверх, что связано с потеплением климата /Галазий, 1954/. Проводя полевые исследования летом 1965 г. на хребтах Хангарульском, Хамар-Дабане, Ключевском, в бассейне верховьев Снежной я тоже наблюдал молодые кедрки (диаметр ствола у комля до 20-25 см) на границе с гольцами. Существует, правда, предположение о наступлении лесов на степь /Предбайкалье и Забайкалье, 1965, с. 233/, но более доказательно говорится "о современном расширении площади, занятой степной растительностью": под однородными формациями степной растительности наблюдаются разнородные почвенные разности и даже типы почв /Там же, с. 262/. Потепление ведет к расширению площадей, занятых степью в нижнем поясе гор, к перемещению верхней границы лесов вверх, к повышению нижней границы гольцового пояса.

Если теперь обратиться к сравнению местоположений плейстоценовых ледников Забайкалья и распределению на площади Забайкалья максимумов годовых сумм осадков в настоящее время, то они в большинстве случаев совпадут. Это отмечали В.В. Заморуев /1965/, В.Н. Олюнин /1965/ и др. Так, В.Н. Олюнин пишет следующее о распределении ледников Восточного Саяна в пределах Бурятии: "Центры наиболее мощных оледенений были приурочены к наиболее увлажненным районам, совпадавшим с современными. Наоборот, ледники отсутствовали во внутренних частях там, где и теперь выпадает очень мало осадков" (с. 109-110). Более того, площади, занимаемые ледниками в позднем плейстоцене, и число плейстоценовых ледников на разных участках территории Забайкалья меняются в соответствии с общими закономерностями распределения атмосферных осадков в настоящее время.

В.М. Жуков, рассматривая основные факторы формирования климата, отмечает следующее: "Преобладает западный перенос воздушных масс, но значительная вероятность заток холодного воздуха с севера и теплого и влажного - с юга. Горы деформируют воздушный поток, обуславливая сжатие или расхождение его струй, а также повышая интенсивность трансформации нижних слоев тропосферы... Источником влаги являются воздушные массы, поступающие с Атлантического и Тихого океанов. Массы воздуха, приходящие со стороны Северного Ледовитого океана, обладают малым влагонасыщением. Удаленность территории от океанов и незначительный влагооборот обуславливают пониженное, по сравнению с европейской частью СССР и Дальним Востоком, среднее годовое влагосодержание воздуха, измеряемое для слоя от 0 до 7 км в 10-12 кг/м²... В силу указанных причин общее количество осадков в котловинах невелико (250-350 мм, реже больше); оно уменьшается в общем с севера на юг и с запада на восток до Яблонового хребта, а восточнее снова увеличивается. Характерно, что за два летних месяца выпадает более 50-55% годовой суммы осадков. На наветренных склонах хребтов гор Прибайкалья и Станового нагорья, а отчасти и Восточного Саяна, суммы осадков довольно велики (более 900 мм)" /Жуков, 1965, с. 91-92/. "Особенно многообразно влияние горно-котловинного рельефа на облачность и количество осадков... Облачность и количество осадков наиболее высоки на обращенных к основному потоку воздушных масс западных и северо-западных склонах высоких хребтов Саяно-

Байкальского стенового нагорья и отчасти Хэнтей-Чикойского нагорья, где сумма осадков приближается к 1000 мм, а местами и превосходит эту величину... Рассмотренные закономерности проявляются и в холодный период года, что находит свое выражение в географии снежного покрова" / Там же, с. 100-101/.

Наибольшие площади в позднем плейстоцене занимали ледники в Восточном Саяне. По В.Н. Олонину /1965/, 9848 км², т.е. площадь поверхности льда составляла около 1/3 площади Восточного Саяна в пределах Бурятии. В центральной части хр. Хамар-Дабан их меньше, а площадь ледников в пределах Чикой-Хэнтейского нагорья совсем мала. Это позволяет говорить, что современные закономерности формирования климата Забайкалья можно распространять и на плейстоцен, по крайней мере поздний. Это в первую очередь справедливо при оценке распределения атмосферных осадков на территории в прошлом. В бассейнах Кижинги, Кудуна, Джиды, на Тамчинской равнине (дельта Темника), в Баунтовской впадине по аэрофотоснимкам выявлены следы русел рек, расход которых значительно превышает расход современных рек. Наиболее полны и однозначны данные о Кижинге (об этом более подробно рассказывается в одной из глав работы), которые позволяют говорить о значительном увлажнении климата около 2,7-3,3; 6,4-7,3 и 10,5-11,3 (максимальное) тыс. лет назад. При максимальном увеличении расход Кижинги составлял 3,6 ее современного руслоформирующего расхода. Исключая возможности увеличения расхода за счет изменения площади водосбора или за счет изменения соотношения поверхностного и подземного стока, повышение руслоформирующего расхода должно было произойти при увеличении годовой суммы атмосферных осадков от 290 (средняя для бассейна сейчас) до 1000 мм/год. Конечно это допущение легкомысленно, нельзя использовать при таком сравнении линейные зависимости: увеличение количества осадков означает увеличение облачности, меняется радиационный баланс. Увеличение роли пасмурных, облачных погод днем, повышение влажности воздуха резко сокращают испаряемость, делают лето более прохладным в сравнении с современностью. "Вследствие задымления от лесных пожаров в 1915 г. солнечная радиация у поверхности земли составляла 65% обычной, а развитие сельскохозяйственных культур задержалось почти на полмесяца" /Предбайкалье и Забайкалье, 1965, с. 93/. Дожливым летом 1971 г. в середине лета (дневниковая запись от 20.07.1971) на байкальском склоне Байкальского хребта между мысами Южный Кедровый и Заворотный сохранялись снежинки, которые к этому времени обычно сходят.

Уменьшение прямой солнечной радиации из-за облачности, увеличение затрат тепла на испарение и т.д. в эпохи увлажнения приводят к снижению средней годовой температуры воздуха. Это создает благоприятные условия для образования ледников в поясе современных гольцов, где в настоящее время продолжительность периода со средними суточными температурами ниже 0°C равна 8,6-10 мес, а твердые осадки (в виде снега) выпадают в любое время года. Зимой в гольцах преобладают ветревые погоды, а мощность снежного покрова достигает 100 см и более. А так как количество выпадающих осадков возрастает с установлением широтной циркуляции атмосферы, то эпохи оледенений в горах Забайкалья должны совпадать с периодами существования широтной циркуляции. По мнению А.В. Шнитникова /1964, с. 118-119/, "в связи с увеличением ледовитости арктического и антарктического ледниковых щитов и со смещением в более низкие широты путей западно-восточного переноса атмосферных масс сперва в север-

ные, а далее и в средние зоны материков Евразии и Северной Америки начинают чаще встречаться атлантические и тихоокеанские циклоны, что улучшает условия увлажнения этих зон (это говорит в пользу почти синхронного проявления материковых оледенений северных широт и горных оледенений умеренных широт. - А.-О.). Вместе с тем несколько уменьшается их континентальность, т.е. происходит понижение температуры лета и смягчение зимних условий, что еще более благоприятствует повышению их общей увлажненности... В связи с увеличением среднего количества атмосферных осадков на материках и с уменьшением среднего испарения улучшаются условия сохранения влаги на материках, что приводит к увеличению среднего стока с них и в первую очередь - стока рек... Особенно важно увеличение прохладности лета, что способствует накоплению летом фирновых запасов в бассейнах ледников при общем увеличении среднего количества атмосферных осадков".

Смягчающее влияние зональной циркуляции на зимние погоды В.М. Жуков /1965/ отмечает в Предбайкалье и Забайкалье и сейчас. Так, в январе 1949 г., "когда в Восточной Сибири было 23 дня с зональной циркуляцией, температура воздуха на севере Предбайкалья и Забайкалья была на 8-10° выше многолетней" (с. 95).

Смягчение зимних погод, снижение летних температур воздуха, увеличение общей увлажненности климата - это то, что благоприятствует расширению на территории Забайкалья ареала темнохвойных лесов, передвижению границы распространения широколиственных и смешанных лесов с востока, юго-востока в бассейны Ингоды, Чикоя, Хилка. Но такой тип изменения растительного покрова возможен лишь для той части территории, которая в настоящее время занята сухими степями, степями, лесостепями, сосновыми борами, отчасти лиственничными лесами из *Larix sibirica*, т.е. для юга, юго-запада Бурятии, юга, юго-востока Читинской области, возможно, юго-восточной части Прибайкалья. Севернее же (Витимское плоскогорье и система горных хребтов и впадин, граничных с северо-запада и севера Витимскому плоскогорью) - из-за характера рельефа, изменения широты местности, где сейчас преимущественно развиты леса и редколесья даурской лиственницы, ерниковые заросли, сфагновые болота, мари - в эпохи оледенений развивались редколесья, мари, еще большее значение приобретали ерниковые заросли, горные мохово-лишайниковые тундры, хотя возможны были и еловые леса. То есть нельзя при анализе данных о составе спорово-пыльцевых спектров в Забайкалье подходить к их интерпретации так как это делается для равнинных территорий. Если на севере Бурятии, Читинской области появление спектров темнохвойной тайги еще не свидетельствует об эпохах повышения общей увлажненности, похолоданий климата, то на юге они могут свидетельствовать только в пользу "оледенений".

Выше уже говорилось о влиянии рельефа Забайкалья на распределение атмосферных осадков, но горно-котловинный рельеф оказывает влияние и на характер других элементов климата, которые для локальных участков территории Забайкалья могут значительно отличаться от характеристик этих же элементов зонального макроклимата. Например, зимой воздух внутри котловин холоднее, чем на горных склонах, причем в хорошо продуваемых котловинах он теплее, чем в слабо продуваемых (в январе на 9-11°). Вследствие увеличения температуры в нижнем полуклометровом слое воздуха на 1,5-1,7°, реже на 3,5° на каждые 100 м высоты горные склоны характеризуются менее низкими зимними температурами, чем днища котловин. Эти градиенты намного больше, чем изменения температуры при продвиже-

нии на 1° широты ($0,7^{\circ}$) /Предбайкалье и Забайкалье, 1965, с. 99/. Летние температуры в продуваемых и слабо продуваемых котловинах отличаются мало $-1-2^{\circ}$ /Там же, с. 100/. Слабо продуваемые котловины характеризуются большей континентальностью климата, чем продуваемые. Влияние рельефа на локальные изменения климатических условий хорошо выражено и в изменении положения современной верхней границы леса. /Типы местности..., 1959, 1961/: она меняется на юге от 1900 до 2200 м, на севере от 900 до 1300 м над ур. м., хотя и на юге может резко снижаться. То же хорошо видно и в распространении реликтовых форм гольцового рельефа в поясе тайги, которые позволяют приблизительно оценить положение нижней границы плейстоценовых гольцов /Нагорья..., 1974, с. 176/ для склона хр. Хамар-Дабан, обращенного к Байкалу $-1000-1200$ м над ур. м. (отметка уреза воды в Байкале -455 м), южнее эта граница повышается до $1400-1700$ м, причем отметки границы $1400-1500$ м характерны вдоль Селенгинского коридора, главным образом на правобережных хребтах Цаган-Дабан, Курбинский; на Джидинском хребте эта граница наблюдается на высоте 1700 м над ур. м.

Если даже учесть, что между поясом Гольцов может располагаться подгольцовый подпояс сменяемой таежной растительности высокогорной, по вертикали это соответствует $100-200$ м (Восточный Саян), то на южном и юго-восточном побережье Байкала в ледниковые эпохи могли расти леса. Это находит подтверждение в материалах В.А. Беловой /1975/. По вертикали они могли занимать склоны гор ниже уровня $800-1000$ м (абсолютная высота). Выдвижению отдельных ледников к уровню современного Байкала (по долинам Переемной, Выдренной, Танхой и др.) такое истолкование данных наблюдений не противоречит. Языки ледников в горах могут опускаться ниже снеговой границы, "предел опускания зависит от общеклиматических причин и местных условий накопления и таяния снега" /Алисов, Полтараус, 1974, с. 178/. Верхняя граница леса может подниматься до высоты со средней июльской температурой воздуха 10°C , но на хорошо обогреваемых склонах деревья растут на уровне изотермы 8°C , на северных, холодных $-$ до $12-17^{\circ}\text{C}$. /Там же, с. 181/. По наблюдениям на леднике Федченко температура воздуха на леднике ниже, чем на соответствующих уровнях в свободной атмосфере. "В средней части ледника, расположенной на свободной от снежного покрова площадке ригеля, преобладают положительные значения температур. В нижней части ледника, а особенно перед ним, в пойме р. Сельдары, в июле были отмечены случаи, когда температура воздуха была выше 25° " /Доржио и др., 1962, с. 151/. Говоря о влиянии горных ледников на характер и распределение растительного покрова Забайкалья, едва ли нужно исходить из тех же теоретических положений, которые применяют при оценке влияния материковых оледенений севера Европы и Сибири на растительность. Нелогичность наиболее популярной схемы соотношения пльвиалов и аридов с оледенениями и межледниковьями /Антропогенные отложения..., 1964; Равский, 1972; Базаров, 1968; и др./ и соответствующих реконструкций растительного покрова на ее основе настолько явна, что все здесь изложенное только на местном материале повторяет известные теоретические положения климатологии, гляциологии и географии растений.

После расчета дат эпох увлажнений, установленных по следам русел Кижинги, непреднамеренно дата максимального увлажнения совпала с возрастом морены среднесубутойской стадии оледенения Хамар-Дабана (11200 ± 200 лет /Заморуев, 1973/). Однако нельзя исключать возможность случай-

ного совпадения дат, так как расчет длительности ритма делался с допущениями. В то же время есть повод считать такое совпадение весьма вероятным, так как кроме среднесубутойской стадии в Хамар-Дабане есть следы более молодых оледенений, с которыми можно параллелизовать эпоху увлажнения климата, датируемую $6,4-7,3$ тыс. лет назад. Водность речного потока в эту эпоху была меньше, чем в эпоху "максимального" увлажнения, а руслоформирующий расход реки был в $1,5$ раза больше современного. Это соответственно отразилось в характере признаков оледенения; центры редких ледники малы, их языки редко выходят из каров на $0,7-1,2$ км. Хорошо сохранившиеся кары наблюдались в истоках правой Мясниковой, близ вершины с абсолютной высотой $2067,3$ м (бассейн Утулика). На участке между мысами Сев. и Средн. Кедровые (Байкальский хребет) наблюдались единичные кары и конечные морены (очень свежие формы), удаленные от каров до $300-400$ м. У мыса Котельниковского из шести свежих каров (абс. высота $1770-1780$ м) только из одного спускался язык ледника: напорные морены близ устья кара.

И последний этап увлажнения климата, отраженный в следах русел, получает подтверждение в данных по истории развития растительности Северной Монголии в голоцене /Вишпер и др., 1976/: $2-3$ тыс. лет назад на северо-востоке распространились сосново-лиственничные леса с елью и пихтой (горы Хэнтей, долина Ульдзы), в Северной Монголии в середине голоцена шло наступление лесов на степи. Но здесь авторы, делая вывод о более теплом и влажном климате $2-3$ тыс. лет назад и предполагая, что расширение ареала леса, появление в его составе пихты и ели, свидетельствуют не только об увеличении общей увлажненности климата, но и о потеплении его, повторяют традиционную ошибку. Если об увлажнении говорить необходимо, то о потеплении $-$ нет никаких оснований, так как леса Забайкалья нормально живут при отрицательных среднегодовых температурах. Появление пихты и ели больше говорит об уменьшении континентальности климата, смягчении зимних погод, об уменьшении летних температур, чем о потеплении климата. О том, что межледниковья аридные, а оледенения соответствуют пльвиалам, говорят данные Е.В. Девяткина, полученные им при исследованиях в Монголии /1978/. О том, что пльвиалы в Северной Монголии совпадают с концом межледниковий и первой половиной оледенений (до их максимума), говорит и Л.В. Голубева /1978/.

Таким образом, при реконструкциях палеоклиматов, при корреляции разрезов по данным спорово-пыльцевых анализов плейстоцена и голоцена Забайкалья более отвечает современной динамике растительности при изменениях климата схема: общее увлажнение $-$ уменьшение континентальности, понижение средних годовых температур $-$ расширение ареалов лесов на юге и аридизация климата $-$ возрастание континентальности климата $-$ повышение средних годовых температур $-$ сокращение ареалов лесов на юге. Схема: арид $-$ деградация ледников и межледниковья, а пльвиал $-$ оледенение (формирование и рост ледников до максимума) $-$ предпочтительнее схемы Э.И. Равского и ряда других исследователей. При этом длительность межледниковий, вероятно, в $5-10$ раз больше продолжительности ледниковых эпох /Авсюк, Котляков, 1969; Mason, 1976/. Такая схема будет справедливой, если возможная суммарная радиация (при условии безоблачного неба) будет подобна современной для данных широт. В тех случаях, когда возможная суммарная радиация будет больше (какой она является сейчас для более низких широт) при сохранении абсолютных высот поверхности, нужно говорить только о теплых эпохах с большей и меньшей континентальностью климата. Последнее, вероятнее всего, и отличает эоплейстоцен от плейстоцена и голоцена.

Чтобы прийти к согласию, порой достаточно не делать такой степени конкретности, детальности реконструкций прошлых событий, явлений, которая выходит за разрешающую способность метода или методического приема.

Изучение текстур определенной части осадочных образований не дает достаточно объективного материала для выявления генезиса толщ. Пески, алевриты, пелиты могут транспортироваться водными потоками разной природы, воздушными потоками, и в каких-то случаях эти потоки, отличающиеся по динамическим характеристикам, приведут к накоплению осадков, которые будут иметь сходные текстурные признаки.

Привлечение в таких случаях для доказательств генезиса осадков данных гранулометрических анализов не может также привести к однозначному ответу. Несомненно, осадок отвечает определенным динамическим параметрам транспортировавшей его среды. Но если в бассейне какой-то реки крупнее песка нет материала, то и в отложениях речного потока его не будет. В данных гранулометрического анализа, пожалуй, заключено больше информации об условиях областей сноса (палеоландшафтных условий водосборных бассейнов рек, например), чем об условиях транспорта. Малая сортированность осадка — в бассейне были развиты открытые пространства, поверхности были слабо защищены растительным покровом, обильное поступление обломочного материала в потоки; осадок не отмучивался — аридные фазы. Повышение сортированности осадка — меньшие поступления материала со склонов, водные потоки характеризуются большей равномерностью стока, отмучивание осадков — или склоны защищены растительностью (фаза увлажнения), или на склонах мало мелкообломочного материала выветривания (интенсивное врезание рек). Интерпретация такого рода в общем тоже будет неоднозначна, если материал ложа, в котором вырабатывается русло водотока, представлен несортированным осадком предшествующих эпох. Для выяснения генезиса осадков, пожалуй, более всего важно изучение форм геологических тел, сложенных этими осадками. Комплекс же данных (форма тел, текстуры, гранулометрический состав) позволит более однозначно решить задачу по определению генезиса осадков, но и тут возможны ошибки. Кроме того, форму тел мы часто не можем установить из-за малого числа обнажений и особенностей их распространения. Поэтому важно при изучении кайнозойских толщ вести геологическое и геоморфологическое картирование, а не ограничиваться описаниями разрезов, коррелируемых по геоморфологическим признакам, палеонтологическим данным, данным минералогических анализов, гранулометрии, текстурным признакам, криодислокациям осадочных текстур. Казалось бы, одно только перечисление исходных данных должно гарантировать надежность построений. Однако все они не обеспечивают однозначности истолкования.

Криостатические деформации осадочных текстур обычны и в современных условиях Забайкалья. Они проявляются даже в случаях, когда слой многолетней мерзлоты не смыкается с деятельным слоем (сезоннопротаи-

вающим), просто подошва деятельного слоя (сезоннопромерзающего) залегают ниже кровли водоупорных пород (пойма Уды). Современные полигонально-трещинные (морозобойные) грунты достаточно широко распространены на Витимском плоскогорье, в долине Кижинги и других пунктах, хотя они еще не описаны в разрезах современных отложений (ошибочно отнесены к ним криостатические деформации в отложениях высокой поймы Джиды /Антошенко — Оленев, 1975, с. 70/. Современные грунтовые жилы наблюдались в Баргузинской впадине /Лешиков, Зарубин, 1968/. Современные повторно-жильные льды в отложениях высокой поймы Витима описаны Н.В. Шарповым /1966/ — Муйская котловина.

Вообще, более тщательное изучение голоцена Забайкалья заставит осторожней относиться при палеогеографических реконструкциях, при корреляции разрезов к мерзлотным деформациям, по-другому оценивать роль погребенных почв, осторожней интерпретировать результаты палинологических анализов.

В голоцене, следует отметить, часты изменения климата, а интервалы времени между аналогичными фазами климатических ритмов довольно коротки (1,8–2 тыс. и около 4 тыс. лет). При теперешней изученности четвертичных образований Забайкалья нет уверенности, что малым климатическим ритмам не могли придать значение больших, что не произошла неправильная градуировка шкалы времени (например, часть событий позднего плейстоцена считалась среднеплейстоценовыми, а голоценовых — позднплейстоценовыми).

Кроме того, террасы, подрезанные шлейфы одного уровня в разных своих частях (по горизонтали) формировались в разных условиях (фазы увлажнения климата 1800-летних ритмов могли серьезно менять характер растительного покрова). Вследствие фрагментарности наблюдений получаемые характеристики толщ отражают только некоторые условия накопления незначительной части толщ за короткий отрезок времени. Из-за этого палеогеографические реконструкции получаются схематичными, часто противоречащими данным других исследователей, хотя сомневаться в собранных и теми и другими фактах нет оснований. Крупные млекопитающие менее чувствительны к изменениям условий обитания, чем мелкие (грызуны), земноводные, а пока геологами собираются больше остатки крупных животных и по ним, а также палинологическим данным "восстанавливаются" палеоклиматические условия формирования осадков. Относительно малая чувствительность крупных животных к изменениям климата в четвертичном периоде позволяет довольно свободно интерпретировать данные спорово-пыльцевых анализов при оценке палеоклимата. Это обычно делается по схеме: межледниковья — влажно, тепло; оледенения — сухо, холодно. Но эта схема не отвечает современной динамике растительного покрова. Темнохвойные, лиственные леса могут существовать при показателях континентальности климата, меняющихся в широких пределах, то же свойственно и сосновым борам, лиственным лесам, степям Забайкалья. Мало влияет и среднегодовая температура воздуха. Чистые ельники в Восточном Забайкалье приурочены к долинам с близким залеганием многолетнемерзлых грунтов. Наиболее существенно на распределение разных видов древесных пород влияют значения годовой суммы атмосферных осадков, коэффициента увлажнения, годовой ход атмосферных осадков, мощность снежного покрова. Чтобы могли формироваться в Селенгинском среднегорье темнохвойные леса, нужно понизить среднюю сумму температур за период с температурами выше +10°C, увеличить количество атмосферных осадков.

Влияние собственно ледников на растительность смежных районов из-за их малой площади не могло быть значительным, все изменения обусловлены общеклиматическими причинами. О таком влиянии на растительность можно

говорить только для Тункинской, Баргузинской и ряда других впадин Байкальской рифтовой зоны.

При интерпретации данных спорово-пыльцевых анализов важно учитывать разную направленность изменений ландшафтов участков с разной глубиной расчленения рельефа при изменении общей увлажненности климата, сопровождающейся некоторым понижением среднегодовых температур. Хорошо дренированные участки становятся благоприятными для распространения лесов, плохо дренированные — к заболачиванию, формированию многолетнемерзлой толщи, выхолаживанию почв. Так, темнохвойные (еловые, елово-пихтовые) леса в Селенгинском среднегорье получали максимальное распространение в эпохи оледенений и их ареалы, вероятно, сохранялись до начала деградации ледников. Большие мощности снегов мешали развитию многолетней мерзлоты, и на участках с темнохвойными лесами нет мерзлотных деформаций. В эпохи оледенений должна сохраняться и та инверсия зимних температур в плохо продуваемых впадинах, что отмечается в настоящее время, их малоснежность и наибольшая холодность. В пределах Витимского плоскогорья в эпохи оледенений формировались лесотундровые, а на днищах впадин и поясе гольцов — тундровые ландшафты. Нижняя граница пояса гольцов была не выше 150–200 м над дном долины Ципикана. Иссушение климата, большая сумма температур за период с температурами более +10°C, больше дней с ясной погодой ведут к сокращению лесов в Селенгинском среднегорье и восстановлению лесов на Витимском плоскогорье. Дальнейшее иссушение климата — восстановление растительного покрова современного типа на всей территории Забайкалья, а то и распространения сухих степей, полупустынь на больших площадях. Так называемые "холодные" ("перигляциальные") сухие степи в Забайкалье не являются производными ледниковых эпох, а порождены ультраконтинентальным и резко континентальным климатом с малым количеством атмосферных осадков, отрицательной среднегодовой температурой.

"Антропоген... вступил в свои права при первом явственном короблении древнего — докайнозойского — фундамента и первых подвижках по старым тектоническим швам" /Флоренсов, Олюнин, 1965, с. 49/. По существу, такая оценка антропогена является аксиомой для многих исследователей четвертичного периода Забайкалья, и все построения делаются на ее основе, различия появляются только в оценках механизма тектонических деформаций, их амплитуд, этапов. А является ли четвертичный период Забайкалья периодом, характеризующимся активизацией тектонических движений, по сравнению с предшествующими периодами?

"В олигоцене и миоцене на территории Западного Забайкалья, по данным Д.Б. Базарова, сформировалась сильно выровненная поверхность, на которой уже существовали основные речные долины этого региона. Гидросеть заложилась задолго до начала новейшего тектонического этапа. Начало неотектонического этапа в Западном Забайкалье приходится на средний плиоцен. Общее поднятие, сопровождающееся углублением долин, впоследствии сменяется дифференцированными тектоническими движениями, дифференцированность которых от эоплейстоцена к голоцену все более возрастает" /Жожевичков, Лаухин, 1970, с. 147/. В этой цитате из статьи о монографии Д.Б. Базарова /1968/ хорошо видны исходные данные, на основе которых ведется анализ новейших тектонических движений: олигоценовая (олигоцен-миоценовая) поверхность выравнивания деформируется тектоническими движениями, деформации сопровождаются глубокими эрозионными врезами, образование же комплекса низких террас обусловливается эпейрогеническими колебания-

ми на фоне усиливающейся дифференциации (впадины, поднятия) тектонических движений.

Каков же был характер "сильно выровненной поверхности"? Миоценовые базальты, среди которых по абсолютным датам есть и олигоценовые, изливались в структурно-денудационные, тектонические депрессии, имевшие связь между собой. Под базальтами погребены пологоволнистые расчлененные денудационные равнины, которые переходят близ границ лавовых полей в низко-среднегорный рельеф (относительные превышения 100–600 м /Антощенко-Оленев, 1968; Нагорья..., 1974; Антощенко-Оленев, 1975/). Глубокий врез оформлен после излияний миоценовых базальтов, а по долинам ряда притоков Джиды и ее собственной долине в среднем течении отмечены позднеплиоценовые (раннезоплейстоценовые) базальты, среди которых могут быть и более древние, как это установлено Е.В. Девяткиным в Хангае /Девяткин, Смелов, 1979/. В этом случае возраст вреза может быть между 11 и 6,5 млн. лет; вероятность такой даты велика, так как в Хангае долин-ные базальты образуют плиоценовый, эоплейстоценовый и плейстоцен-голоценовый комплексы /Девяткин, Смелов, 1979, с. 24–25/, из которых эоплейстоценовый и плейстоценовый известны и среди долинных базальтов Джиды. А если учесть, что в долине р. Хануй, притока Селенги, долин-ные базальты датированы $12,5 \pm 1,0$ млн. лет, то возраст вреза может быть и еще древнее. Все это требует дополнительных исследований долинных базальтов Джиды (палеомагнитные характеристики, определения абсолютного возраста).

Если возраст максимального вреза на самом деле таков, а дальнейшее развитие рельефа подчинено этому базису, то о необычайной тектонической активности четвертичного периода говорить не имеет смысла. Тектонические деформации есть, но они не интенсивнее, чем были в прошлом.

Неотектонические деформации обычно оцениваются по деформациям некой исходной поверхности, которую обычно считают базисной поверхностью выравнивания. А так как существование последней редко доказывается, а принимается *a priori*, то и неотектонические построения, хотя в ряде случаев довольно достоверно отражают относительные оценки интенсивности неотектонических движений, во временных оценках событий, в оценках амплитуд и скоростей деформаций остаются умозрительными. Чтобы перейти к оценкам более реальным, нужно провести предварительный анализ морфоскульптуры рельефа исследуемой территории. Он предполагает ограничение участков с остаточным распределением топографических масс на полях, массивах пород, которые выбраны индикаторами проявления интенсивного химического выветривания, с распределением топографических масс, свойственным гольцовым обстановкам, выделением участков, где сближенные по высоте вершины, водораздельные гребни могут легко объясняться схождением склонов. Если для участков с остаточным распределением топографических масс выяснение абсолютных значений неотектонических деформаций реально, то для других оно реально только для интервала времени, который фиксирован в отложениях террасовых комплексов долин. Относительная интенсивность новейших тектонических деформаций может быть определена для всей территории в результате сравнения морфометрических характеристик скульптурного рельефа на породах с равной денудационной и эрозионной устойчивостью. Для этого необходимо выполнить карты распространения пород с разной эрозионной и денудационной устойчивостью, карты уклонов, глубин врезов водотоков первого, второго и третьего порядков, карты густоты расчленения, карты проявления зональных (и поясных) моделирующих склоны процессов. Совмещение этих карт разрешит установить аномалии глубин расчленения, уклонов (по-

ложительных и отрицательных), которые не связаны с литоморфным фактором, а predeterminedены различиями интенсивности и знака новейших тектонических движений. Это, по-моему, нужно делать не только при морфоструктурном анализе крупных территорий, но и при оценке отдельных форм рельефа будто бы явно тектонической природы.

Хотя заключение начинается с призыва не делать реконструкций событий, явлений прошлого конкретнее, детальнее, чем разрешает фактический материал, выскажу несколько предположений, которые не противоречат фактам, но требуют проверки в будущем.

1. В олигоцене-миоцене существовали горные массивы Западного Забайкалья. Низко-среднегорный рельеф чередовался со структурно-денудационными, скульптурными, возможно литоморфными и тектоническими депрессиями, а в миоплиоцене и с тектоническими впадинами, днища которых представляли собой аккумулятивные озерно-речные равнины (Удинская, Хилок-Чикойская, Усть-Джидинская, южная часть Боргойской, Кижинга-Кудунская и, по-видимому, другие впадины, в которых накапливались серые валунные глины, пестроцветные песчано-галечно-илистые, глинистые толщи, предшествующие красноцветам).

2. Рельеф, который развит в зонах с остаточным распределением топографических масс (относительные понижения на площадях развития основных и ультраосновных пород, относительные повышения на лейкократовых сиенитах) Забайкалья, позволяет предположить, что поверхность выравнивания (исходная поверхность), по существу, являлась низкогорьем, холмисто-грядовой равниной.

3. В Западном Забайкалье (Джидинская горная страна, Селенгинское среднегорье) основные тектонические деформации, predeterminedившие современную орографию, предшествовали накоплению "серых глинистых толщ" (раннее позднего миоцена-раннего плиоцена). "Эпигенетические участки продольных долин" (и древние, и молодые), "долины прорыва antecedentного происхождения" /Базаров, 1968, с. 128, 129, рис. 45-46/ в большей степени своим обликом обязаны различиям денудационной и эрозивной устойчивости пород, на которых выработаны долины; возможно, что antecedentные долины прорыва являются тоже эпигенетическими и не врезаны в растущие структуры.

На древность этих врезов указывал Д.Б. Базаров (находки красноцветных отложений), отмечая, что глубины древних врезов одинаковы и колеблются в пределах 500-700 м. Для объяснения их происхождения он предполагает общее выравнивание рельефа, когда реки могли "в результате сильнейшего меандрирования" покидать "пределы древних впадин" /1968, с. 129/. Единственный ли это вариант объяснения? Джиды, Хилок, Уда, Курба, Иволга и другие реки вдруг покидают на каком-то этапе участки с легко размываемыми породами и выработывают долины в значительно более устойчивых эрозии породах. Здесь нужно рассматривать несколько причин. Одна из них: смещение водотоков в сторону полей с повышенными значениями горизонтальной составляющей силы тяжести, т.е. смещение реки к возвышающейся над дном структурно-денудационной котловины, выработанной в мезозойских осадочных породах гряде, сложенной палеозойскими интрузивными и протерозойскими-палеозойскими метаморфическими и метаморфизованными более плотными породами. Вторая: асимметрия водосбора, когда притоки реки, стекающие с более длинного склона и выносящие большее количество наносов, заставляют главный водоток смещаться к более короткому склону. Третий вариант: золово-делювиальная, золово-пролювиальная аккумуляция "отжимает" слабый главный водоток от наветренного склона. Види-

мо, можно предположить и другие варианты. Оценивая же возраст врезов, нужно отметить, что часть из них, несомненно, древнее плиоцена. Об этом свидетельствуют, во-первых, находки хемогенного элювия на склонах долин и площадках террасовидных уступов /Антощенко-Оленев, 1973, 1975/, который древнее красноцветов. Во-вторых, на днищах структурно-денудационных котловин, которые отделены высокими останцами, грядами интрузивных и метаморфических пород от днищ долин, также распространены красноцветы. Если учесть, что денудационная и эрозивная устойчивость осадочных пород, развитых в котловинах, в 10 раз меньше, то значительная высота останцов может быть predeterminedена только различиями денудационной и эрозивной устойчивости. И хотя по распределению мощностей рыхлых отложений в долинах устанавливаются тектонические деформации по границе днищ котловин со смежными склонами, образованными изверженными и метаморфическими породами главным образом периферии Байкальской рифтовой зоны (например, северо-западные склоны Гусиноозерской впадины), основная причина морфологической выраженности котловины - это разная литогенная основа. То есть вертикальные амплитуды новейших деформаций по границам котловин со смежными горными массивами меньше мощности денудированного слоя осадочных пород в котловинах. Базисом денудации являлись самый ранний врез (возможно, времени образования Байкальской котловины) и уровни аккумуляции при заполнении его части на разных этапах.

При оценках новейших деформаций по изменениям глубин врезов, мощностей рыхлых отложений, приуроченных к врезам, необходимо учитывать площади водосборов водотоков, условия формирования стока. Например, четко выраженный тектонический уступ вдоль подножия северо-западного склона Гусиноозерской впадины, "омоложение" долин рек на 1,5-5 км от тектонического уступа вверх по течению вызывает желание говорить о времени образования уступа после образования красноцветов, которые сохранились в верховьях некоторых долин на уровне их дна. Но в разрезе трех скважин (куст скважин, расположенных на линии длиной 16 м), пробуренных на высокой пойме Темника, близ правого склона в верхней части сужения долины, при пересечении Хамбинского хребта, присутствуют красноцветные глины (на глубинах 31,4-36,9 м; 29,2-33,5; 25,8-28,8 м). Видимо, тектонический уступ получил выраженность в рельефе до образования красноцветов, а омоложение долин малых рек в нижнем течении - это "инерционный" процесс, спровоцированный давно, но еще далеко не завершенный. Возможно, образование этого тектонического уступа по времени соответствует "обессточиванию" Боргойской впадины, слабому "смятию" сероцветных глинистых толщ, условно датированных поздним миоценом - ранним плиоценом (?). Видимо, в пределах Селенгинского среднегорья "инерционное" развитие эрозивной сети на южных, юго-восточных склонах хребтов Мал. Хамар-Дабан, Хамар-Дабан, Улан-Бургасы - явление обычное и спровоцировано оно тектоническими движениями в раннем плиоцене. Более поздние деформации поверхности Селенгинского среднегорья незначительны, хотя территория сейсмически активна. Тектонические деформации поверхности с большой амплитудой (по вертикали) проявлены в пределах приосевой части Байкальской рифтовой зоны (северные, северо-западные склоны хребтов Улан-Бургасы (?), Хамар-Дабан, Голондинский, Икатский, восточные, юго-восточные склоны Приморского, Байкальского хребтов, хребты Баргузинский, Южно-Муйский и др.).

4. Образование плейстоценовых (и голоценовых) террас связано главным образом с изменениями климата. Высоты аккумулятивных террас от раннего плейстоцена до современности не были более 30-40 м над современ-

ными поймами. Понижение или повышение уровня оз. Байкала не могло влиять на террасообразование в бассейне Селенги выше оси хребтов Хамар-Дабан и Улан-Бургасы. Существование плейстоценовых аккумулятивных террас с высотами 100-120 и 60-80 м маловероятно, это подрезанные шлейфы, в процессе формирования которых большую роль играл перенос материала ветром с последующим его переотложением временными водотоками и при склоновом смыве.

Эолово-делювиальная, эолово-пролювиальная аккумуляция была характерна для Западного Забайкалья в течение всего четвертичного периода, иначе трудно объяснить происхождение мощных толщ, накопившихся в верховьях падей на склонах ряда хребтов Селенгинского среднегорья.

Большие объемы обломочного материала были подготовлены для эолового транспорта в результате смыва и выноса во впадины, долины дресвяного элювия с участков, вышедших в пояс гольцов и оказавшихся незащищенными растительностью. Гольцовый пояс в горах Забайкалья был выражен уже в конце плиоцена - начале плейстоцена. В позднем плейстоцене в гольцах были экспонированы недезинтегрированные до дресвы породы, т.е. произошла замена реликтового элювия на щебневый, глыбовый мерзлотный.

Со времени обсуждения рукописи книги в лаборатории геоморфологии и неотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР прошло два года. За это время опубликованы новые интересные данные. Например, говоря о возрасте речных долин, я обращался к данным по абсолютному возрасту кайнозойских базальтов в Монголии /Девяткин, 1978/. Теперь можно найти сведения об абсолютном возрасте "долинных" базальтов бассейна р. Джиды: базальты Хамнейского лавового поля - 5,5 млн лет, Бартойского - 3,0 млн лет /Багдасарьян и др., 1981/. Данные подтверждают мои построения. В то же время появляются новые вопросы. Из-за отсутствия в публикации точной привязки проб базальтов Бартоя не понятна хронологическая привязка спорово-пыльцевого комплекса из межбазальтового аллювия, ранее считавшегося среднеплейстоценовым /Антощенко-Оленев, 1966, 1975/. Если он будет переоценен как плиоценовый, то это будет неплохой пример, подтверждающий существование поясности в горах Забайкалья в плиоцене.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин Д.А. Археология СССР. М.: Высшая школа, 1967. 291 с.
- Авсюк Г., Котляков В. Ледники в движении. - Курьер ЮНЕСКО, 1969, июль № 150, с. 16-21, 32-33.
- Алехин В.В., Кудряшов Л.В., Говорухин В.С. География растений с основами ботаники. М.: Учпедгиз, 1961. 532 с.
- Алисов В.П., Полтараус В.В. Климатология. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1974, 299 с.
- Антощенко-Оленев И.В. К стратиграфии кайнозоя бассейна среднего течения реки Джиды. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. X. Улан-Удэ, 1966, с. 188-201.
- Антощенко-Оленев И.В. К вопросу о характере миоценового рельефа Юго-Западного Забайкалья. - Изв. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1968, т. 1У; вып. 1, с. 98-102.
- Антощенко-Оленев И.В. К методике картирования четвертичных отложений. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XV. Улан-Удэ, 1972, с. 132-139.
- Антощенко-Оленев И.В. Причины разногласий при датировке выровненных и верхностей горных областей (на примере Западного Забайкалья). - В кн. Поверхности выравнивания. Материалы 1X пленума Геоморфологической комиссии. М.: Наука, 1973, с. 134-138.
- Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 127 с.
- Антощенко-Оленев И.В. Роль мерзлотных деформаций осадочных текстур при реконструкциях палеоклиматических условий и корреляции разрезов четвертичных отложений Забайкалья. - В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1976, с. 109-120.
- Антощенко-Оленев И.В. Некоторые способы дешифрирования кайнозойских отложений (к интерпретации фотоизображения поверхностей речной аккумуляции). - Экспресс-информация. ВИЭМС. Общая и регион. геология, геологическое картирование, 1977, №8, с. 11-23.
- Антропогенные отложения юга Восточной Сибири /Э.И. Равский, Л.П. Александрова, Э.А. Вангенгейм и др. М.: Наука, 1964. 280 с.
- Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская область). М. - Иркутск: ГУК, 1967. 176 с.
- Багдасарьян Г.П. и др. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны. - Геохимия, 1981, № 3, с. 342-350.
- Базаров Д.Б. К вопросу о периодических колебаниях уровня Гусиного озера и образования его котловины. - В кн.: Краеведческий сборник (Бур. фил. Геогр. о-ва СССР). Вып. 6. Улан-Удэ, 1960, с. 43-47.
- Базаров Д.Б. О древнем возрасте Байкальского направления стока рек Селенгинского среднегорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. 7. Улан-Удэ, 1961, с. 77-93.

- Базаров Д.Б. Перигляциальные явления в четвертичных отложениях Селенгинского среднегорья. - В кн.: Стратиграфия и магматизм Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1964, с. 57-63.
- Базаров Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968, 166 с.
- Базаров Д.Б. К вопросу о генезисе и возрасте отложений разреза Ошурково (Западное Забайкалье). - В кн.: Сибирь и ее соседи в древности. Материалы по истории Сибири. Древняя Сибирь. Вып. 3. Новосибирск: Наука, 1970, с. 53-56.
- Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Гурулев С.А. Основные проблемы палеогеографии антропогена Прибайкалья и Забайкалья. - В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М.: Наука, 1969, с. 121-131.
- Базаров Д.Б., Антощенко-Оленев И.В., Резанов И.Н. и др. Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья и некоторых сопредельных районов. - В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1976, с. 5-70.
- Базаров Д.Б., Иванов А.Д. Сыпучие пески Бурят-Монгольской АССР и меры борьбы с ними. Улан-Удэ: Бурят-Монг. книж. изд-во, 1957. 84 с.
- Базаров Д.Б., Цырендоржиев Ц.Ц. О неотектонике южного склона Иволгинской впадины. - В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Бурятии. Улан-Удэ, 1963, с. 19-24.
- Бакшаева А.М. Температура воздуха и ветровой режим. Январь. Карта. - В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская обл.). М.-Иркутск: ГУГК, 1967, с. 30.
- Башкуев Б.В. К геоморфологии Гусиноозерской впадины. - В кн.: Краеведческий сборник (Бур. фил. Геогр. о-ва СССР). Вып. 2. Улан-Удэ, 1958, с. 34-55.
- Башкуев Б.В. Типы местности Гусиноозерской котловины. - В кн.: Краеведческий сборник (Бур. фил. Геогр. о-ва СССР). Вып. 5. Улан-Удэ, 1960, с. 44-78.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М.: 1963. 371 с.
- Белова В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны (на примере Байкальской и Верхнечарской котловин). М.: Наука, 1975. 142 с.
- Будэ М.Д., Тржцинский Ю.В. Выветривание. - В кн.: Инженерная геология Прибайкалья. М.: Наука, 1968, с. 90-94.
- Будыко М.И. Изменения климата. - Метеорология и гидрология, 1967, № 11 с. 18-27.
- Бунге М. Интуиция и наука. М.: Прогресс, 1967. 187 с.
- Бутиков Г.П. Типизация псевдоперигляциальных образований. - Геоморфология, 1978, № 2, с. 60-65.
- Вангенгейм Э.А., Ербаева М.А., Жегалло В.И., Сотникова М.В. К палеонтологическому обоснованию стратиграфии антропогена Западного Забайкалья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с. 87-95.
- Вишпер П.Б., Дорофеюк Н.И., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. История развития растительности Северной Монголии в голоцене на основе палеоботанического изучения донных отложений пресных озер. - В кн.: Палинология в СССР. М.: Наука, 1976, с. 161-163.
- Великанов М.А. Рурловой процесс (основы теории). М.: Физматгиз, 1958. 396 с.
- Гайдученко Л.Л., Тиваненко А.В. Первая находка кладки яиц ископаемых страусов в позднечетвертичных отложениях Западного Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1978, № 1, с. 33-36.

- Галазий Г.И. Вертикальный предел древесной растительности в горах Восточной Сибири и его динамика. - В кн.: Геоботаника. Вып. 9. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954.
- Ганешин Г.С. Состояние и задачи геоморфологического картирования в СССР. - В кн.: Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978, с. 5-10.
- Гарашенко А.В., Кротова В.М., Малышев Л.И. и др. Растительность. Карта. - В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская обл.). М.-Иркутск: ГУГК, 1967, с. 58-59.
- Гербова В.Г. К вопросу о возрасте и происхождении нижнеселенгинских пещер. - Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1961, № 26.
- Гидрогеология СССР. Т. XXII. М.: Недра, 1970.
- Голубева Л.В. Растительность Северной Монголии в плейстоцене и голоцене бассейна рек Селенги и Орхона. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 68-81.
- Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеоздат, 1962. 374 с.
- Грин А.М. Опыт стационарного изучения стока и смыва. - В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования (Материалы УПИ пленума геоморфологической комиссии АН СССР). М.: Наука, 1970, с. 89-95.
- Гумилев Л.Н. Хунну. Средняя Азия в древние времена. М.: Вост. лит., 1966.
- Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). Автореф. докт. дис. М., 1978. 34 с.
- Девяткин Е.В., Смелов С.Б. Положение базальтов в разрезе осадочного кайнозоя Монголии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 16-29.
- Дедков А.П. Условия сохранения древних поверхностей выравнивания. - Геоморфология, 1974, № 3, с. 14-21.
- Доржио В.А., Колесникова В.Н., Петросянец М.А. Некоторые черты климата высокогорных районов по наблюдениям на леднике Федченко. - В кн.: Исследования ледников и ледниковых районов. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 144-160.
- Дылис Н.В., Решиков М.А., Малышев Л.И. Растительность. - В кн.: Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965, с. 225-281.
- Ендрихинский А.С. Рельеф, кайнозойские отложения и вопросы палеолимнологии Витимского плоскогорья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1968. 27 с.
- Ендрихинский А.С. Высокие педименты Байкальской рифтовой зоны. - Геоморфология, 1978, № 4, с. 24-32.
- Ербаева М.А., Сотникова М.В., Шевченко В.К. Новое эоплейстоценовое местонахождение фауны млекопитающих в Забайкалье. - В кн.: Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена. М., 1977, с. 103-128.
- Жуков В.М. Климат Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1960. 188 с.
- Жуков В.М. Климат. - В кн.: Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965, с. 91-126.
- Залесский Ф.В. О зависимости уклона водной поверхности от уровня воды. - Метеорология и гидрология, 1969, № 12, с. 62-67.
- Заморуев В.В. Верхнечетвертичное оледенение Забайкалья. - В кн.: Тезисы докладов второй научной конференции геол. секции им. В.А. Обручева Заб. отд. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1965, с. 175-176.
- Заморуев В.В. О характере и возрасте четвертичного оледенения гор Южного Забайкалья и Прибайкалья. - В кн.: Хронология ледникового века. Л., 1971, с. 92-100.
- Заморуев В.В. Особенности четвертичного оледенения хребта Кодар. - Изв. Всесоюз. Геогр. о-ва, 1972, т. 104, вып. 5, с. 385-388.
- Заморуев В.В. Четвертичное оледенение Забайкалья. - Изв. Всесоюз. Геогр. о-ва, 1973, т. 105, вып. 3, с. 229-236.

- Зильберштейн И.А. Годовая сумма осадков. Карта. - В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская обл.). М.-Иркутск: ГУГК, 1967, с. 42-43.
- Золотарев А.Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск: Наука, 1974. 120 с.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
- Иванов А.Д. Оловяные пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1966. 230 с.
- Ивашина Л.Г. Неолитический могильник на оз. Исинга. - В кн.: Археологические открытия 1970 года. М.: Наука, 1971, с. 196.
- История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиценное и четвертичное время. М.: Наука, 1970. 364 с.
- История Сибири. Т. 1. Древняя Сибирь. Л.: Наука, 1968. 454 с.
- Калабухов Н.И. Спячка животных. Изд-во Харьковского ун-та, 1956.
- Картушин В.М. Агроклиматические ресурсы. Карта. - В кн.: Атлас Забайкалья (Бурятская АССР и Читинская обл.). - М. Иркутск: ГУГК, 1967, с. 46-47.
- Картушин В.М. Агроклиматические карты Иркутской, Читинской областей и Бурятской АССР. (Агроклиматическое районирование. Сумма активных температур. Снежный покров. Континентальность климата и распространение многолетней мерзлоты). М.: ГУГК, 1968.
- Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.
- Кириллов И.И., Рижский М.И. Очерки древней истории Забайкалья: Учебное пособие. Чита, 1973. 137 с.
- Кожевников А.В., Лаухин С.А. Крупное исследование по стратиграфии четвертичных отложений и истории развития рельефа Забайкалья. - Геол. и геофиз., 1970, № 2, с. 146-148.
- Кожевников А.В., Дэмбэрэлдорж С., Болд Я. Стратиграфия антропогенных отложений бассейна р. Селенги. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 161-178.
- Козлов Ю.П., Ерхов В.Ф., Очиров Ц.О. Верхнемеловые отложения на юге Витимского плоскогорья. - В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 21-25.
- Колдышева Р.Я. Многолетнемерзлые породы. - В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970, с. 67-88.
- Корнутова Е.И., Хотина Е.В. Верхнелиценные и плейстоценовые отложения Забайкалья. - Материалы по четвертичной геол. и геоморфол. Новая серия, 1967, т. 145, вып. 6. с. 171-207.
- Корнутова Е.И., Хотина Е.В., Заморуев В.В. Верхнелиценные и плейстоценовые отложения юга Забайкалья. М.: Недра, 1975. 135 с.
- Кренделев Ф.П. Комплексно - значит эффективно. - Правда Бурятии, 1975. № 52 (14 631), с. 2.
- Кудрявцев В.А. Динамика толщ многолетнемерзлых горных пород. - В кн.: Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 352-362.
- Лаврентьев А.И. К вопросу о возрасте долины нижней Селенги. - Геол. и геофиз., 1966, № 12, с. 109-111.
- Ламакин В.В. Пеликаны и Гусиное озеро. - Природа, 1954, № 3.
- Лапердин В.К., Грждинский Ю.Б. Экзогенные геологические процессы и ли Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 104 с.
- Леме Ж. Основы биогеографии. М.: Прогресс, 1976. 309 с.
- Лешиков Ф.Н., Зарубин Н.Е. Мерзлые породы и мерзлотные процессы Бугузинской впадины и ее горного обрамления. - Изв. Забайк. фил. Геоо-ва СССР, Чита, 1968, т. 1У, вып. 1, с. 63-71.
- Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л.: Недра, 1977. 479 с.
- Лукашев К.И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле м-рации. Минск: Наука и техника, 1964, 463 с.
- Лут Б.Ф., Агафонов Б.П. Морфология котловин некоторых современных оз-Забайкалья. - В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М.: Н-ка, 1968, с. 177-182.
- Макеев О.В., Дугаров В.И., Цыбжитов Ц.Х. Особенности температурного жима почв на многолетнемерзлых и сезонно-промерзающих материнских породах (на примере Забайкалья). - В кн.: Почвенный криогенез. М. Наука, 1974, с. 152-161.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Маккавеев Н.И. Эрозионные процессы на Русской равнине. - В кн.: Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1974, с. 6-14.
- Маккавеев Н.И. Основные закономерности плоскостной эрозии. - В кн.: Основные проблемы охраны почв. М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 11-13.
- Максимов Е.В. Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. Л.: Наука, 1972. 295 с.
- Мартынов А.И. Археология СССР. М.: Высшая школа, 1973. 295 с.
- Митчина А.А. Карта среднегодовых температур воздуха на территории Бурятской АССР. - В кн.: Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР. М.: Недра, 1970, с. 22.
- Михно Н.П., Базаров Д.Б., Скобло В.М. Об установлении третичных отложений с фауной пресноводных моллюсков в Иволгинской впадине. - В кн.: Материалы по геол. и полезным ископ. Бурятской АССР. Вып. 1 (4). Улан-Удэ, 1960, с. 111-113.
- Монгайт А.Л. Археология Западной Европы. Бронзовый и железный века. М.: Наука, 1974. 408 с.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья /Н.А. Логачев, И.В. Антошенко-Оленев Д.Б. Базаров и др. М.: Наука, 1974. 359 с.
- Налетов П.И. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 280 с.
- Окладников А.П. Многослойное поселение Санный Мыс на реке Уде, в 35 км ниже Хоринска, Бурятской АССР (раскопки 1968). - В кн.: Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. 2. Новосибирск, 1971, с. 7-83.
- Окладников А.П., Флоренсов Н.А. Новые данные по палеолиту и четвертичной геологии Забайкалья (находки на горе Тологой у дер. Ошурково). - В кн.: Материалы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 472-478.
- Олюнин В.Н. Применение аэрометодов при изучении рельефа Бурятской АССР. В кн.: Труды лаборатории аэрометодов. Т. VIII. М.: Госгеолтехиздат, 1959, с. 178-189.
- Олюнин В.Н. О генетических типах четвертичных отложений Бурятской АССР. В кн.: Материалы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 271-276.

- Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 127 с.
- Олюнин В.Н. Основные черты геоморфологического строения Прибайкалья и Западного Забайкалья. - В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. II. Новосибирск: Наука, 1968, с. 153-160.
- Олюнин В.Н. Сушествовали ли озера-гиганты в Забайкалье в четвертичное время? - Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1973, № 6, с. 88-95.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд. 2-е. М.: Недра, 1965. 272 с.
- Поздняков А.В. Развитие склонов и некоторые закономерности формирования рельефа. М.: Наука, 1976. 112 с.
- Полынов Б.Б., Крашенниников И.М. Физико-географическое и почвенно-ботаническое исследования в области бассейна реки Убер-Джаргаланте и верховьев Арк-Джаргаланте. - В кн.: Северная Монголия. Т. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1926.
- Просолов Л.И. Южное Забайкалье (почвенно-географический очерк). Л., 1927.
- Предбайкалье и Забайкалье. Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1965. 492 с.
- Проблемы эндогенного рельефообразования. М.: Наука, 1976. 452 с.
- Пудовкин И.М., Валуева Г.Е. К вопросу о причинной обусловленности некоторых физико-географических явлений с позиций дрейфа магнитного центра Земли. - В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. ХУ-ХІХ. 1967-1971. Ритмичность природных явлений. Л.: Наука, 1973, с. 195-208.
- Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 236 с.
- Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
- Романовский Н.Н., Шапошникова Е.А. Изучение зонального характера морозобойного растрескивания. - В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. XI. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 89-107.
- Рыжов Б.В. Эолово-делювиальные отложения окрестностей г. Читы. - В кн.: Современный и четвертичный континентальный литогенез. М.: Наука, 1966, с. 190-197.
- Соллертинский Е.С. Группа крупных озер Еравнинской системы. (Географический очерк). Верхнеудинск, 1929.
- Соловьева Л.Н. Морфология криолитозоны Саяно-Байкальской области (на примере Бурятской АССР). Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.
- Солоненко В.П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1960. 86 с.
- Справочник по климату СССР. Вып. 23. Бурятская АССР и Читинская область. Метеорологические данные за отдельные годы. Ч. 1У. Ветер. Чита, 1974, Т. 1. 796 с.; Т. 2. 674 с.
- Терентьев П.В. Лягушка. М.: Сов. Наука, 1950.
- Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. Материалы по геоморфологической терминологии. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Типы местности и природное районирование Бурятской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 218 с.
- Типы местности и природное районирование Читинской области. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 158 с.
- Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М.: Изд-во геогр. лит., 1963. 312 с.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н.А. Геологическое описание Санного Мыса. - В кн.: Материалы полевых исследований Дальневосточной археологической экспедиции. Вып. 2. Новосибирск, 1971, с. 83-86.
- Флоренсов Н.А., Олюнин В.Н. Рельеф и геологическое строение. - В кн.: Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965, с. 23-90.
- Хотина Е.Б. Основные черты неотектоники Западного Забайкалья. - Изв. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, Чита, 1966, т. 2, вып. 4, с. 45-65.
- Хотина Е.Б. Условия формирования рельефа и стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Л., 1968. 24 с.
- Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 121 с.
- Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 285 с.
- Шарапов Н.В. Современные повторно-жильные льды в Муйской котловине. - В кн.: Гекриологические условия Забайкальского Севера. М.: Наука, 1966, с. 213-215.
- Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. - Зап. Геогр. о-ва СССР. Т. 16. Нов. серия, М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Шнитников А.В. Приливообразующая сила как фактор изменчивости горного оледенения. - В кн.: Современные вопросы гляциологии и палеогляциологии. М.-Л.: Наука, 1964, с. 102-140. (Географический сб., вып. ХУП).
- Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Очерки. Л.: Наука, 1969. 245 с.
- Экспериментальная геоморфология / Н.И. Маккавеев, Н.В. Хмелева, И.Р. Заитов, Н.В. Лебедева. М.: Изд-во МГУ, 1961. 194 с.
- Экспериментальная геоморфология. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1969. 178 с.
- Энциклопедический словарь географических терминов. М.: Сов. энциклопедия, 1968. 438 с.
- Юнатов А.А. Основные черты растительного покрова Монгольской Народной Республики. - В кн.: Труды Монгольской комиссии. Вып. 39. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1950.
- Fukuda Masami Тэйон кигакау Буцурихэн. - Low Temperat. Sci. "Phys. Sci.", 1974, 32, p. 243 - 249 (реферат 11 Г247 РЖ "Геология", 1975, № 11).
- Mason B.J. Towards the understanding and prediction of climatic variations. - Quarterly Journal of the Royal Meteorological society, 1976, v. 102, N 433, p. 473-498.

Предисловие.	3
1. О происхождении бессточных котловин южного склона Иволгинской впадины.	5
II. Впадины Забайкальского типа в четвертичном периоде.	19
III. Распространение кайнозойских отложений и их мощности в пределах Селенгинского среднегорья	38
1У. Природа и возраст мощных песчаных и супесчаных толщ.	60
У. К оценкам новейших тектонических движений в Забайкалье.	78
У1. Следы изменений климата в голоцене.	90
УII. О климатической природе террас нижнего комплекса рек Селенгинского среднегорья. К оценке геолого-геоморфологической позиции Санномысской и Ошурковской стоянок	113
УIII. Криогенные деформации и стратиграфия, палеогеографические реконструкции.	123
1X. Характер межледниковий. Спорово-пыльцевые спектры "холодных" степей.	131
Заключение.	142
Литература.	149

Игорь Валентинович Антошенко-Оленев

ИСТОРИЯ ПРИРОДНЫХ ОБСТАНОВОК
И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Ответственный редактор
Виктор Васильевич Вдовин

Утверждено к печати Институтом геологии
и геофизики СО АН СССР

Редакторы издательства В.И. Гельфандт, Е.С. Иванова
Художественный редактор М.Ф. Глазырина
Художник А.А. Заплавный
Технический редактор Л.Г. Филина
Корректоры В.А. Бирюкова, И.А. Литвинова

ИБ № 23015

Сдано в набор 12.10.81. Подписано к печати 15.03.82.
МН 05820. Формат 70x100¹/₁₆. Бумага офсетная.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 13. Усл. кр.-отг. 13,4.
Уч.-изд. л. 13,6. Тираж 600 экз. Заказ № 101:
Цена 2 руб.

Издательство "Наука", Сибирское отделение, 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука", 630077,
Новосибирск, 77, Станиславского, 25.