

5514
И. 907

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
РЕЧНЫХ ДОЛИН
И ПРОБЛЕМЫ
МЕЛИОРАЦИИ
ЗЕМЕЛЬ



Сибирь
и Дальний Восток

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
РЕЧНЫХ ДОЛИН
И ПРОБЛЕМЫ
МЕЛИОРАЦИИ ЗЕМЕЛЬ
Сибирь и Дальний Восток



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1979

УДК 551,4(571+571,6)

В сборнике опубликованы материалы XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР, посвященные истории развития речных долин Сибири и Дальнего Востока, с целью широкого использования геоморфологических данных в связи с народнохозяйственными запросами по стоку рек для мелиорации земель, гидротехнического строительства, сооружения гидроэлектростанций, проектирования крупного гражданского и промышленного строительства.

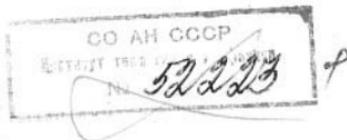
Книга рассчитана на геоморфологов, географов, специалистов по четвертичной и инженерной геологии.

Ответственные редакторы

чл.-кор. АН СССР *Н. А. Флоренсов*,
д-р геол.-мин. наук *В. А. Николаев*

Редакционная коллегия:

В. В. Вдовин, О. В. Кашменская, В. А. Мартынов, Д. В. Пучкова,
З. М. Хворостова, А. П. Рождественский, Г. И. Худяков.



© Издательство «Наука», 1979.

И 20801 — 813
055(02) — 79 471.79.1904010000.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Большой авторский коллектив публикуемого сборника представил оригинальные материалы по истории развития речных долин Восточного региона, которые были детально рассмотрены на XIV Пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР (г. Новосибирск, 1977 г.). Палеопотамологические исследования на указанной территории проводились не только в процессе геологического картирования, но и в порядке постановки тематических работ. Они охватили восточную часть Алтае-Саянской области и районы Восточной Сибири, Прибайкалья, Забайкалья, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. В подавляющем большинстве случаев в публикуемых статьях история развития речных долин Восточного региона анализируется с широких позиций познания главнейших этапов эволюции его рельефа. При подобном подходе в решении поставленной задачи перед авторским коллективом открылись большие возможности в направлении проведения весьма полезных межрегиональных корреляций с целью более полного обобщения научных и практических выводов.

Авторы многих докладов по Восточному региону уделили большое внимание определению роли неотектонических движений в формировании и эволюции долинной сети. В меньшей степени они отметили значение смены климатических условий в развитии речных долин. На хорошем теоретическом уровне соотношение тектонических и климатических факторов в формировании гидрографической сети Дальнего Востока было рассмотрено в докладах научных сотрудников Геологического института Дальневосточного научного центра. При обсуждении материалов по территории Восточного региона многие авторы особо подчеркнули значение палеопотамологических данных в решении различных мелиоративных задач. Наиболее полно эти вопросы были освещены в докладах Бурятского геологического института СО АН СССР.

Изучив историю развития гидрографической сети Забайкалья, научные сотрудники реставрировали плиоценовые палеодолины и определили в их аллювиальных отложениях значительные запасы подземных вод, вполне пригодных для обводнения сельскохозяйственных угодий.

Большое внимание во всех докладах по территории Восточного региона было уделено выделению главнейшего этапа активизации новейших движений и интенсивного развития прарек. Геоморфологи Дальнего Востока пришли к убедительному выводу о том, что рельеф их огромной территории никогда не подвергался общей планации, а речная сеть развивалась по законам унаследованности и никогда не переживала явления крупных перестроек, о которых много писали в ранее опубликованных работах.

Большая стабильность планового расположения речных систем отмечалась и во многих докладах по территории Западного Приохотья

и Северо-Востока СССР. В последнем случае материалы реконструкции древней речной сети были широко использованы при прогнозной оценке изученных районов на россыпные месторождения и при решении практических вопросов инженерной геологии. По мнению многих авторов, основной этап формирования прарек на территории Восточной Сибири проходил до эпохи максимального оледенения.

Помимо прочитанных докладов в настоящем сборнике редакция решила опубликовать и некоторые дополнительные материалы, которые не в полной мере отвечают общей программе XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР, но представляют значительный интерес для познания геоморфологического строения горных и равнинных территорий Сибири и Дальнего Востока. Одновременно с этим в данном сборнике редколлегия публикует также одну обобщающую статью об итоговых результатах проведенной работы по обсуждению мелниоративных проблем в связи с историей развития речных систем нашей страны.

В. А. Николаев

*Г. Ф. Кузнецова, Ю. И. Лоскутов, В. Ф. Филатов,
Н. Р. Филатова*

ФОРМИРОВАНИЕ ГИДРОСЕТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА В МЕЗОЗОЕ И РАННЕМ КАЙНОЗОЕ

В результате специализированного геоморфологического картирования, проведенного в связи с поисками бокситов, были составлены морфо-генетико-возрастные геоморфологические карты масштаба 1:500 000, охватившие территорию от Ангары на юге до Ниж. Тунгуски на севере и от Енисея на западе до меридиана пос. Ванавары на востоке. В дальнейшем они послужили основой для составления серии палеогеоморфологических карт, по которым и производилось восстановление истории формирования гидросети.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выбор эпох, на которые производились построения, определялся двумя обстоятельствами: во-первых, количеством информации, т. е. наличием коррелятных осадков и распространенностью денудационных поверхностей выравнивания соответствующего возраста, во-вторых, важностью соответствующих этапов в геолого-геоморфологическом развитии региона. В качестве таких эпох нами выбраны позднемел-палеогеновая, раннемеловая и раннеюрская, которым в геоморфологическом плане отвечают подсопочная, рыбинская и нижнеполканская поверхности денудационного выравнивания. Две последние в площадном отношении развиты одинаково широко, первая же распространена ограниченно, но представляет интерес как одна из эпох бокситообразования.

Методика составления палеогеоморфологической карты на палеогеновое время изложена подробно в отдельной работе (Филатов и др., 1976), где представлен цветовой вариант этой карты. Поэтому мы остановимся кратко на особенностях методики построения карт для более древних этапов.

Составление палеогеоморфологической карты на раннемеловое время заключалось в «снятии» с палеогеновой карты сухoleyбяжинской поверхности выравнивания и опирающихся на нее склонов. Производилось оно аналогично «снятию» неоген-четвертичных долин при составлении палеогеновой карты и в области плато осуществлялось довольно однозначно. Сложности возникли при переходе к Енисейской приплатформенной ступени. Дело в том, что на наших геоморфологических картах здесь на громадных площадях отсутствуют поверхности более древние, чем сухoleyбяжинская. Частично это может объясняться тем, что вследствие отставания в поднятии они здесь занимают более низкое положение, чем в более восточных районах, и поэтому не были нами правильно идентифицированы. В самом деле, если учесть, что кровля юрско-раннемеловых (валажнинских) отложений в крайних восточных участках их распространения в Приенисейской части имеет отметки —200 м, а последние из закартированных останцов рыбинской поверхности располагаются в 40—60 км к востоку и имеют отметки

340—380 м, очевидно, что если их снижение происходит более или менее равномерно, то они на рассматриваемом участке должны занимать высоты, соответствующие реликтам подсопочной поверхности. В этом случае не исключено, что некоторые реликты, отнесенные к подсопочной поверхности, в действительности являются сниженной рыбинской поверхностью. Только если юрско-раннемеловой морской бассейн окаймлялся абразионным или абразионно-тектоническим уступом высотой порядка 200 м, погребенные у его основания реликты денудационной поверхности выравнивания относятся к подсопочной (позднемел-палеогеновой) поверхности. Именно этот вариант и избран на палеогеоморфологической карте раннемелового времени; где вдоль границ морского бассейна, на участках его сопряжения с выступами коренных пород, показан тектоно-денудационный уступ. Этот уступ прерывается на приустевых участках крупных рек, где морская аккумулятивная равнина переходила в аллювиальную.

Составление палеогеоморфологической карты на раннеюрское время сводилось к «снятию» с предыдущей (на раннемеловое время) всех образований среднеюрско-раннемелового времени и интерполяции раннеюрских и более древних элементов. Гипотетичность этих построений в пределах плато не намного превышает предшествующие. В качестве базисной взята нижнеполканская поверхность. На рассматриваемой карте менее уверенно проведены границы раннеюрского бассейна континентальной аккумуляции в юго-восточной части района. Реликты осадков этого возраста здесь редки, а геологическое обоснование отнесения отдельных полей к нижней юре недостаточно. Поэтому при интерполяции границ бассейна мы были вынуждены прибегнуть к гипотезе о том, что они контролировались флексуорообразным перегибом, устанавливаемым по геологическим (распространение верхнего палеозоя) и геоморфологическим данным. Поскольку морской бассейн в это время отсутствовал даже в центральных частях Западно-Сибирской плиты, а границы бассейна континентальной аккумуляции проходили значительно западнее нашего района, привязка поверхности к какому-либо высотному уровню очень гипотетична, и поэтому на карте абсолютные отметки поверхностей не указаны.

Одной из нагрузок палеогеоморфологических карт является палеогидросеть. Контуры речных палеобассейнов на картах определялись по подножиям уступов, разделяющих разновозрастные мезозойские поверхности выравнивания. Плановое расположение этих уступов, образующих «заливы» в глубь плато, определяло довольно однозначно рисунок палеобассейнов в целом. Проведение же тальвегов основных рек нередко было затруднено, так как ширина их бассейнов (по положению описанных выше уступов) достигала нескольких десятков километров. Поэтому на участках широкого развития базисных поверхностей выравнивания каждой из указанных эпох, на которые строились карты, тальвеги проводились довольно условно и обычно располагались симметрично по отношению к уступам. Их положение контролировалось наличием следующих критериев: а) расположением ближайшего бассейна аккумуляции и формой, ограничивающей его линии (в случае ее изгибов палеотальвеги всегда направлялись к вершинам заливов); б) отдельными островерхими останцами и их группами, осложняющими реликты той поверхности выравнивания, которая принята в качестве базисной (палеотальвеги направляются в обход таких останцов); в) наличием отдельных изолированных полей аллювиальных или озерно-аллювиальных отложений, синхронных выработке базисной поверхности выравнивания (палеотальвеги направлялись через такие участки). Трассирование же тальвегов боковых притоков в узких «заливах», где прослеживалось несколько уступов, как бы вложенных друг в друга, осуществлялось более однозначно.

Сложнее обстоит дело в случаях прерывистого распространения наиболее молодых из отображаемых на данной карте поверхностей в поле более высоких и древних. Однако возникающие при этом полузамкнутые котловины обычно вытягиваются в цепочки и нередко образуют в плане прерывистые древовидные системы, что говорит о связях их формирования с палеогидросетью. Современная гидросеть также использует эти системы палеокотловинных форм, а на участках между ними прорезает более высокие и древние поверхности. Видимо, подобные, antecedентные участки долин существовали между палеокотловинами и прежде. Сами же палеокотловины представляли собой расширения долин, обусловленные конкретными геолого-структурными особенностями того или иного участка. Следует сказать, что определение участков разрыва палеодолин является одним из самых слабых мест карты. Существуют различные варианты определения мест перехватов, в зависимости от выбора которых крупные участки и даже системы палеодолин могут быть отнесены к тому или иному бассейну.

Последовательное «восстановление» основных черт рельефа, как видно из изложенного выше, производилось на базе геоморфологической карты, поскольку описываемая территория, начиная с послеранне триасового времени, была вовлечена в поднятие и стала областью развития преимущественно денудационного рельефа.

Методика построения палеогеологических карт отличалась от традиционных, известных в литературе приемов. На палеогеологических, как и на обычных геологических картах, цветом (в данном варианте штриховкой) показывается возраст пород, слагавших поверхность литосферы того времени. Поскольку на большей части рассматриваемой территории та или иная палеопереходность не погребена под более молодыми осадками, которые в этом случае подлежат «снятию», а, напротив, поднята и в значительной степени разрушена последующей денудацией, восстановление геологического строения полностью предопределялось палеогеоморфологическими реконструкциями. Как путем интерполяции между реликтами палеопереходностей восстанавливаются области их бывшего распространения, так интерполируются и слагающие эти реликты отложения. Дополнительные данные для палеогеологических реконструкций, особенно в условиях слабо дислоцированных толщ, получаются путем надстраивания разреза до уровня палеорельефа с учетом мощностей стратиграфических подразделений. В условиях интенсивных дислокаций Енисейского кряжа перерасчет даже на несколько сотен метров вверх не приводит к существенным смещениям границ, и в масштабе построений они не могут быть учтены. Поэтому в пределах складчатой области рисовка границ литолого-стратиграфических подразделений почти не отличается от рисовки на геолого-литологической карте Енисейского кряжа масштаба 1:500 000, составленной сотрудниками СНИИГГиМСа В. В. Жабиным и О. Г. Черкасовой в 1968 г. Отличия сводятся к укрупнению литолого-стратиграфических подразделений, связанному с изменением масштаба, и введению отдельных поправок в соответствии с новыми материалами, отраженными на карте домезозойского субстрата Заангарской части Енисейского кряжа Г. В. Козлова, Н. А. Лизалека и др.

В пределах платформенной части за основу взята геологическая карта Сибирской платформы под редакцией Н. М. Благовещенской. Мощности отдельных стратиграфических подразделений при пересчете на более высокие уровни брались в основном с геологических карт масштаба 1:200 000. С этих же карт вносились отдельные дополнения и изменения, которые могут повлиять на понимание структуры или истории геолого-геоморфологического развития территории.

Наличие в разрезе не выдержанных по простиранию, но подчас мощных силлов траппов и закономерно выклинивающихся толщ не-

редко не позволяло решить, каким же стратиграфическим подразделением слагалась та или иная палеоповерхность. Чтобы уменьшить возможность ошибок, мы объединяли стратиграфические подразделения в крупные литолого-стратиграфические комплексы. При этом объединении учитывалась также степень благоприятности литологических разностей для образования и сохранения залежей бокситов.

Восстанавливая геологическую ситуацию на тот или иной временной срез в Приенисейской зоне, мы использовали геолого-литологическую карту со снятым покровом рыхлых отложений, составленную сотрудником СНИИГГиМСа В. Н. Клевакиным по материалам электроразведочных, магниторазведочных и гравиметрических исследований с учетом данных бурения и геологических съемок, проводимых Красноярским геологическим управлением.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Совместный анализ геоморфологических, палеогеоморфологических, палеогеографических и геологических карт позволил проследить формирование основных черт рельефа и, как составную часть последнего, — речных систем данного региона на протяжении всего геоморфологического этапа. Предпринятый анализ позволил пересмотреть ряд высказанных нами ранее положений (Филатов и др., 1976) относительно начальных этапов развития рельефа и детализировать более поздние. Самый ранний этап удастся наметить по палеогеологической карте предраннеюрского времени (рис. 1), составленной на базе палеогеоморфологической карты раннеюрского времени. Изучение ее дает возможность высказать ряд соображений о домезозойском этапе развития региона. Знание последнего необходимо для получения представления о составе и строении субстрата, в котором происходила выработка речных долин в мезозое и кайнозое.

Анализ карты позволяет предположить, что на протяжении позднего палеозоя не только центральная часть Енисейского кряжа, но и примыкающие к ней участки платформы представляли собой водораздельную возвышенность и являлись областью денудационного сноса, что, вероятно, связано с формированием Катангской гемиантеклизы. Области континентального осадконакопления этого времени располагались лишь в северной и южной частях кряжа, проникая из областей прогибания Западно-Сибирской плиты и Мурской впадины. Из последней осадки позднего палеозоя узкой полосой распространялись вдоль восточного фаса Енисейского кряжа до верховий р. Горбилок, по-видимому отражая заложение долины вдоль краевого разлома Енисейского кряжа.

Рельеф предкорвунчанского (поздняя пермь — ранний триас) времени в пределах окраин вулканического района был довольно расчлененным. Так, по данным геологических съемок, в верховье р. Кондромо туфогенные осадки налегают на разные стратиграфические горизонты. Здесь в осевой части депрессии их подошвой служат кварцевые песчаники кондроминской свиты нижнего карбона, а на бортах — отложения перми. Такое соотношение с подстилающими толщами характерно для эрозийных форм рельефа. Подобные эрозийные врезы фиксируются на геологических картах и в других районах междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок. Н. В. Дренов (1963) отмечает наличие V-образных палеодолин глубиной до 150—200 м в бассейнах рек Бахта, Учамп, Нирунда и Тычана.

В начале триаса в районе начал формироваться своеобразный вулканический рельеф. На севере Тунгусской синеклизы в раннем триасе происходило излияние базальтовых лав (Ткаченко и др., 1957), а на южном борту формировались туфогенно-осадочные толщи. В осе-

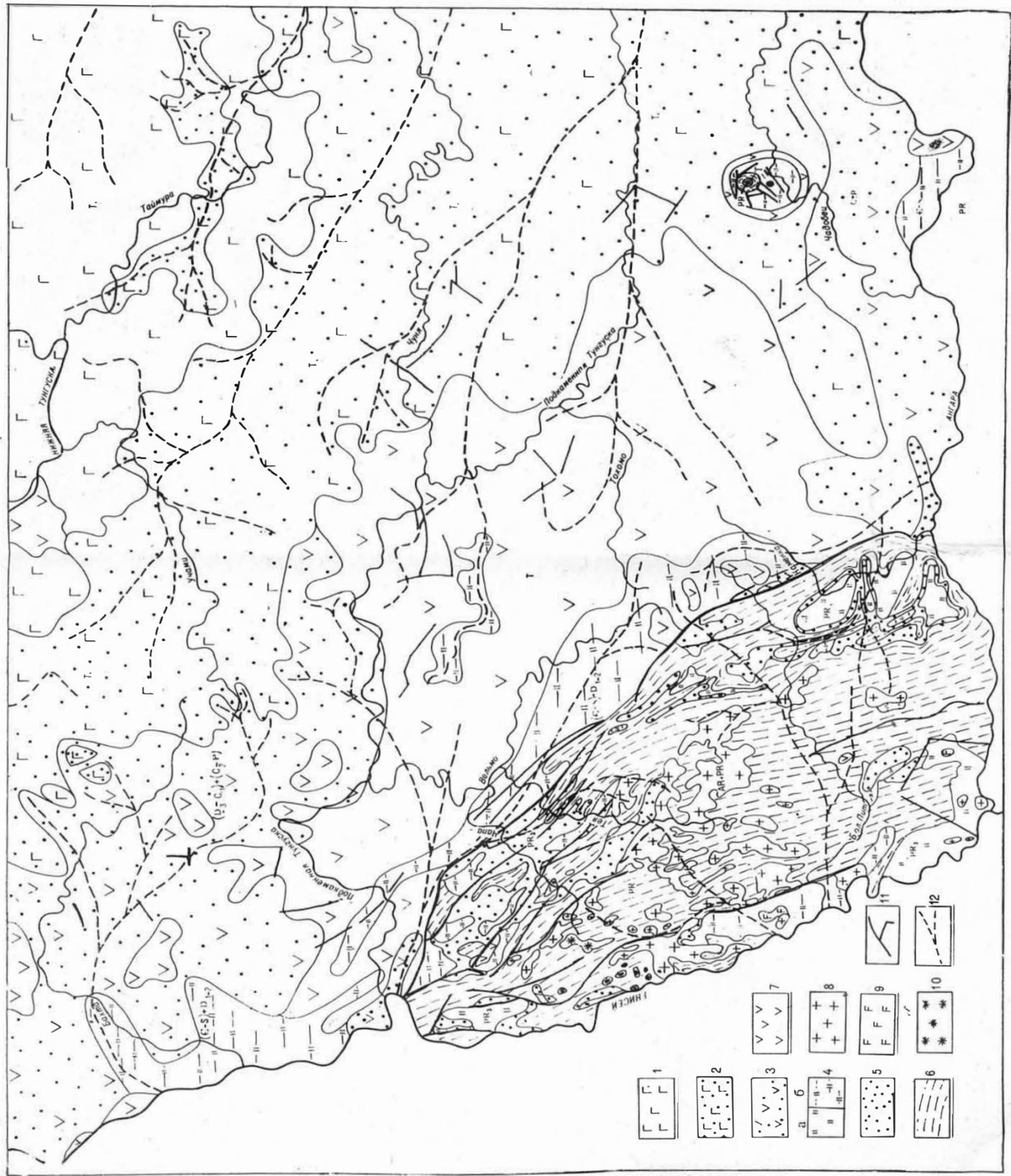


Рис. 1. Палеогеологическая карта юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа (на прадринерское время).
 Возраст и состав комплексов пород, слагающих денудационный палеорельеф и подстилавших нижнеюрские отложения на участках аккумулятивного палеорельефа: 1 — нижнетриасовые (Т₁) эффузивные породы основного состава (базальты и туфы ильменской, кочевской и ямбукской свит), 2 — нижнетриасовые (Т₁) эффузивно-осадочные породы (туфы и туффы тутончанской и корунчанской свит), 3 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные (D₃-C₁) (аргиллиты, алевролиты, песчаники джелтулинской, фатьянинской, девятикинской, кодыроминской свит) и верхнепалеозойские (C₂-P) угленосно-терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами углей катской, бургулинской и дегалинской свит), насыщенные интрузивами траппов. 4 — поздипротерозойские (E-S) и нижне-среднедевонские (D₂) преимущественно карбонатные породы (доломиты, известняки), насыщенные интрузивными породами (песчаники, алевролиты), 5 — позднепротерозойские (P₂) терригенные породы (песчаники, алевролиты), 6 — протерозойские (P₁) метаморфизованные породы (сланцы, амфиболиты), 7 — основные интрузивные породы (долериты, габбро-долериты, диабазы) триасовые (Т₁), 8 — кислые интрузивные породы (граниты, гранитоиды, кварцевые диориты, кварцевые порфиры), 9 — щелочные интрузивные породы (сyenиты, нефелиновые сyenиты и др.) девонские, 10 — щелочно-ультраосновные породы (диориты, перидотиты и пироксениты) протерозойские на Енисейском кряже и кнмбер-литы Чадосецкого подъятия, триасовые, 11 — тальвеги палеодолины, 12 — основные разломы.

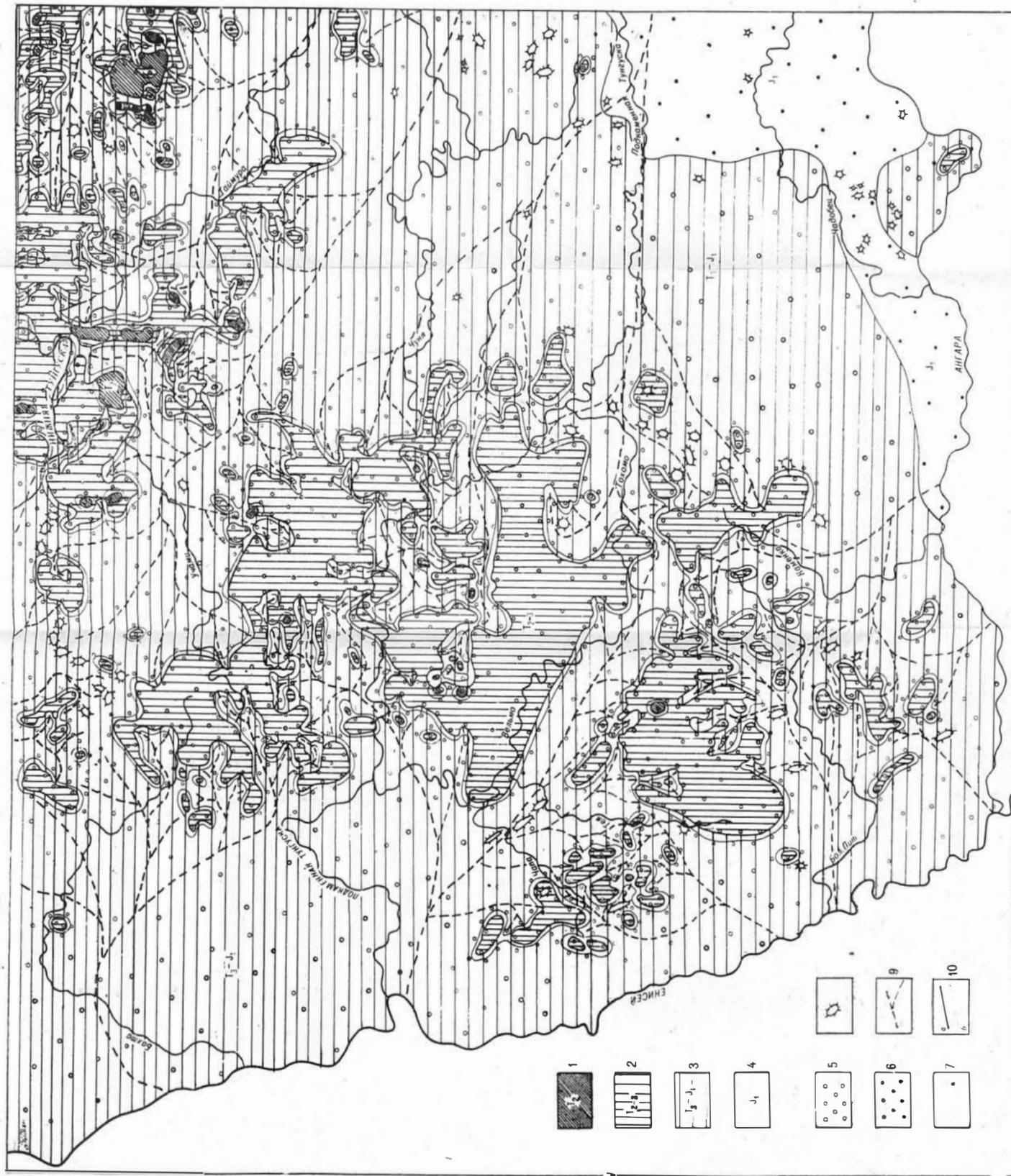


Рис. 2. Палеогеоморфологическая карта юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа (на раннеюрское время).
 Поверхности: 1 — таймурская среднетриасовая, 2 — верхне-среднепалеозойские, созданные в среднем — поздне триасе, объединенные, 3 — нижнепалеозойская позднего триаса — ранней юры, 4 — раннеюрская (чайкинское время). Генезис поверхностей: 5 — денудационное выравнивание, 6 — аккумулятивные, 7 — денудационного расчленения. Элементы и формы рельефа: 8 — эрозионные останцы, 9 — тальвеги палеодолины, 10 — границы (а — возрастные, б — генетические).

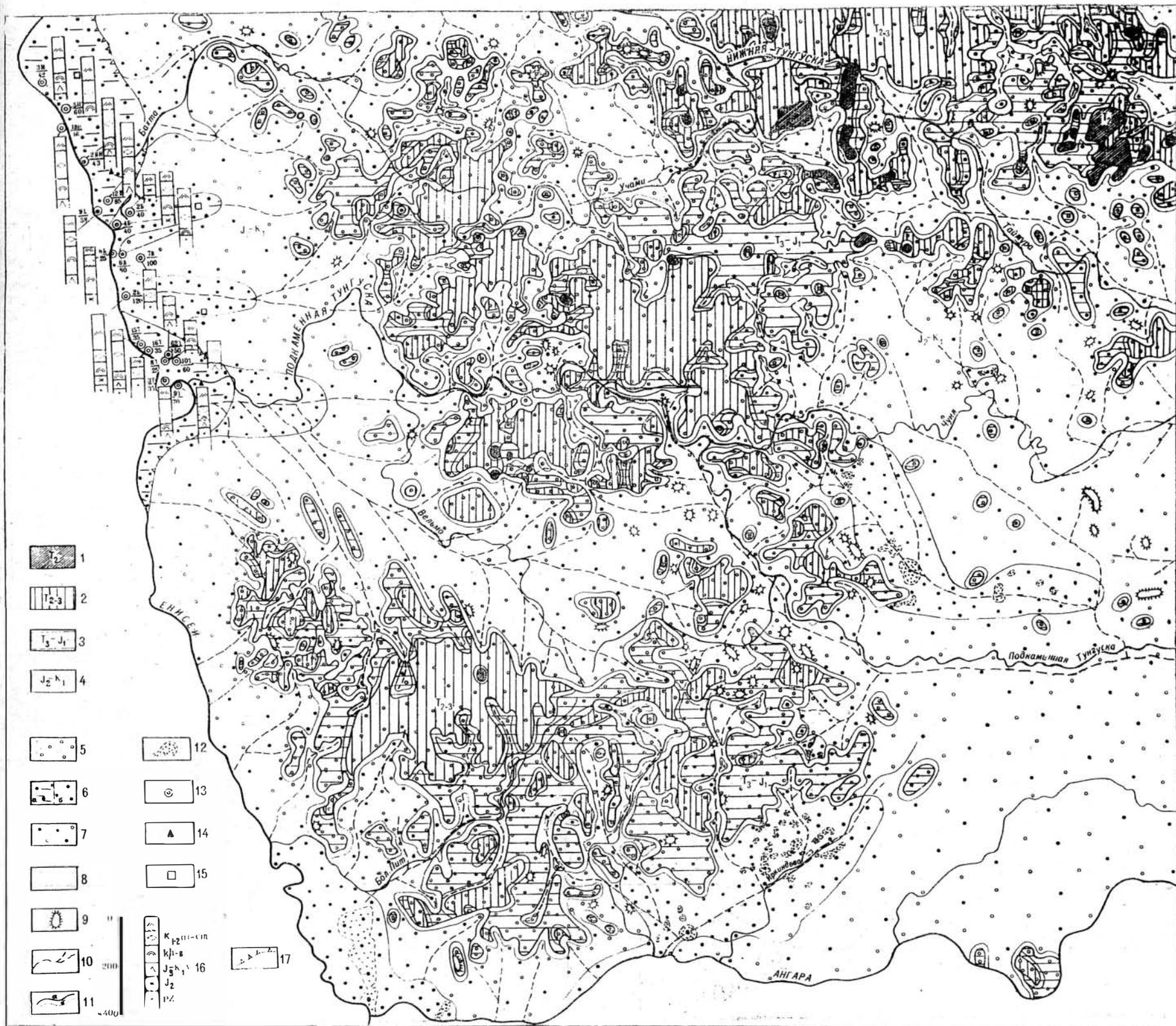


Рис. 3. Палеогеоморфологическая карта юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского края (на валанжинское время).

Поверхности: 1 — таймурская, среднерасовая высотой порядка 430—550 м. 2 — верхне-среднеполканские, созданные в среднем — позднем триасе, объединенные, высотой 300—450 м. 3 — нижнеполканская позднего триаса — ранней юры высотой ~ 200—300 м. 4 — сформировавшиеся в среднеюрско-раннемеловое время (аккумулятивные менее 100, аккумулятивно-денудационные до 200 м). Генезис поверхностей: 5 — денудационного выравнивания, 6 — аккумулятивные (а — прибрежно-морские, б — озерно-аллювиальные), 7 — аккумулятивно-денудационного выравнивания, 8 — денудационного расчленения. Элементы и формы палеорельефа: 9 — денудационные останцы, 10 — тальвеги палеодоли. Особые обозначения: 11 — границы (а — возрастные, б — генетические); 12 — нерасчлененные средне-верхнеюрские отложения, установленные при геологической съемке; 13 — скважины, вскрывшие мезозойские отложения в Приенисейской зоне, и альтитуда устья; 14 — обнажения среднеюрских отложений; 15 — переотложенные юрско-меловые спорово-пыльцевые комплексы в четвертичных отложениях; 16 — разрезы, вскрытые скважинами; 17 — абразивный уступ.

вой части Ангаро-Катангского междуречья область туфогенного осадконакопления выходила за пределы верхнепалеозойского бассейна. Наличие мощных (60—80 м) силлов траппов как в северной части Енисейского кряжа, так и на прилегающих к нему с востока частях платформы, где они прорывают верхнепалеозойские породы, заставляет полагать, что кровлей их могли служить раннетриасовые вулканогенно-осадочные образования, хотя в настоящее время в указанных районах они не сохранились. По-видимому, вышеупомянутые долины предкорвунчанского времени начинались именно в этом районе, но были полностью уничтожены при последующих воздымании и денудации.

В восточной части Ангаро-Катангского междуречья корвунчанские туфы залегают на тунчанской свите и на разных горизонтах палеозоя, но значительных эрозионных форм в их основании не установлено.

Начиная со среднего триаса, на фоне непрерывно-прерывистых восходящих движений происходило расчленение и уничтожение лавовой и туфогенно-осадочной толщ раннего триаса. С этого времени и начинается собственно «геоморфологический» этап развития данной территории, который запечатлен в серии разновозрастных уровней рельефа. Анализ этих уровней, дополняемый сведениями о составе и характере залегания коррелятивных рыхлых образований, позволил проследить дальнейшее формирование основных речных систем, наметить время их перестроек и места перехватов.

В раннеюрскую эпоху базисом денудации служила нижнеполканская поверхность. Она возвышалась над уровнем бассейна континентального осадконакопления, располагавшегося на территории Ангаро-Вилуйского прогиба, лишь на несколько десятков метров. Останцы более высоких поверхностей выравнивания, судя по высотам, сохранившимся в современном рельефе, имели превышение над уровнем базисной поверхности в основном 150—200 м (рис. 2).

Далее к северо-западу располагалось ступенчатое плато с высотами от 300 до 500 м, в рельефе которого отражены более древние уровни плантации, начиная со среднего триаса. Самое высокое положение занимали останцы таймурской поверхности, они как бы трассировали положение оси древнего водораздела в северо-восточном направлении. Основную часть ступенчатого плато составляли верхне- и среднеполканские поверхности, объединенные на карте в единый уровень. Это плато охватывало центральную часть кряжа и прилегающую часть платформы в единое целое. К западу от него проходила низкая денудационная ступень с высотами порядка 100—200 м, по которой осуществлялся сток поверхностных вод на запад в центральные части Западно-Сибирского бассейна.

В соответствии с описанным размещением основных типов рельефа распределялась и гидросеть того времени. С осевой частью плато совпадал главный водораздел, разделяющий Ангаро-Вилуйский и Западно-Сибирский бассейны осадконакопления. Сток основных палеорек (Нидым, Таймура, Учами-Чуня, большая часть Подкаменной Тунгуски с притоками) осуществлялся в Ангаро-Вилуйский бассейн, причем их верховья проникали глубоко внутрь плато на запад вплоть до верхних рек Бахт

до 300—400 м. Участки широких плоских дниц сменялись здесь глубокими ущельями с бурными водотоками. При выходе в область денудационных равнин долины расширялись, глубина вреза их падала. Наиболее крупные и хорошо разработанные долины имели палео-Вельмо, палео-Таймура, палео-Нидым и палео-Учами-Чуня. При переходе в область аккумулятивной Ангаро-Вилуйской равнины течение рек еще более замедлялось, а принесенный терригенный материал осаждался вдоль блуждающих русел и в озеровидных расширениях (чайкинская свита).

Таким образом, глубокие врезы раннеюрского времени привели к дальнейшему уничтожению лавовой и туфогенно-осадочной толщ и вскрытию значительных площадей силлов траппов. Лишь юго-восточные районы вовлечены в процессы опускания, охватившие Ангаро-Вилуйский бассейн. При этом нижнеполканская поверхность оказалась погребенной под лейасовыми осадками чайкинской свиты. В современном рельефе эти осадки сохранялись от последующих размывов в бассейнах рек Соба, Кода, Чадовец, где они слагают водораздельные поверхности и отдельные денудационные останцы с абс. отметками от 340 до 400 м. Состав отложений обычно песчано-глинистый с прослоями бурых углей, отмечаются также маломощные коры выветривания и продукты их перетолжения. Мощности сохранившихся нижнеюрских осадков 50—80 м, а к югу от Ангары— 100—120 м.

На протяжении средней и поздней юры (к началу валанжинского времени) на фоне продолжающегося медленного прерывистого воздымания сформировалось два уровня рыбинской поверхности, на карте объединенные в одну поверхность. Центральная субмеридиональная часть площади от Ангары до Ниж. Тунгуски по-прежнему оставалась наиболее возвышенной. Рыбинские поверхности, проникая глубоко внутрь плато в виде узких протяженных долин, разделили его на отдельные останцы различных размеров (Куромбинский, Широкие Полканы, плато Светлана). Единое трапповое поле расчленилось, между останцами вскрылись карбонатные породы нижнего палеозоя. На Енисейском краже начала намечаться линейная (СЗ) вытянутость останцов, столь характерная для последующих эпох.

На севере территории, к юго-западу от р. Таймура, была уничтожена значительная часть лавовых покровов, которые сохранились только на отдельных останцах. Несколько южнее размыв подверглись туфогенно-осадочные толщи тутончанской и корвунчанской свит. В результате на дневную поверхность оказались выведены интрузивные тела траппов, внедрившиеся в эти свиты.

Что касается областей осадконакопления, то они тоже расширили свои границы. Агградационное заполнение по долинам проникало вплоть до подножия уступа плато (рис. 3). Здесь на пологих плоских участках рыбинской поверхности и седловинах накопились средне-, верхнеюрские осадки. Их фациальный состав и геоморфологическое положение свидетельствуют о том, что аккумуляция происходила в условиях равнинных рек и озерных водоемов. Так, в бассейне р. Долборонгит, по данным геологической съемки, осадки слагают днище расширенного участка палеодолины, которая с обеих сторон ограничена четкими эрозионными уступами, срезающими нижнеполканскую поверхность. В современном рельефе отложения средней юры сохранились в бассейнах рек Тычана, Чуня, Соба и др.

Юго-восточнее описываемой территории в результате тектонических поднятий Саяно-Вилуйский прогиб разделился на два бассейна—Присаянский и Вилуйский (Юрские континентальные..., 1976). В это время в Присаянском бассейне, соединившемся с Западно-Сибирским, происходило накопление континентальных осадков. В пределах района исследований средне-, верхнеюрские отложения этого бассейна сохранились на правобережье Енисея к северу от устья Ангары, где они представлены в основном озерно-болотными фациями (глины, алевролиты, песчаники с пластами известняков и бурых углей). Мощности их изменяется от нескольких десятков до 200—250 м.

По описанным выше остаткам средне-, верхнеюрских отложений мы наметили на карте контуры аккумулятивных участков, имевших, вероятно, абс. высоты менее 100 м. Такие крупные озерно-аллювиальные равнины намечаются на междуречье Чуня—Подкаменная Тунгуска, в бассейне Иркинеевой и на правобережье Енисея между устьями Ан-

гары и Бол. Пита. Возможно, что в восточной части территории процессы аккумуляции захватывали гораздо большую площадь. На эту мысль наводит наличие остатков средне-, верхнеюрских отложений непосредственно у подножия уступа плато.

В Приенисейской зоне формирование рыбинской поверхности происходило на фоне опусканий, вызванных дизъюнктивными смещениями. Последние обусловили создание системы грабенообразных структур в области погружения миогеосинклинальной зоны байкальской складчатости. Опускание по разломам произошло заведомо после конца палеозоя, поскольку пермские породы опущены по ним на несколько сотен метров по сравнению с прилегающими частями платформы. В разрезах скважин Приенисейской зоны позднеtriasовые отложения не установлены, а датировка нижнеюрских, выделяемых по разрезам отдельных скважин, недостаточно надежна. Предположительно, формирование грабенообразных структур началось в послераннеюрское время. Тогда же в погребенное состояние перешла и нижнеполканская поверхность. По разрезам скважин и по выходам средне-, верхнеюрских отложений в бассейнах рек Подкаменная Тунгуска, Бахта, Фатъяниха можно говорить о том, что эти осадки являются как озерно-аллювиальными, так и прибрежно-морскими фациями. Они проникают в сторону плато дальше, чем последующие области бассейнового осадконакопления Западно-Сибирской плиты. Контрастность рельефа в этой зоне была обусловлена высоким стоянием прилегающих участков суши, с которой происходил вынос значительного количества терригенного материала. Последний образовывал аккумулятивные положительные формы в дельтах крупных рек (например, приустьевая часть долины палео-Бахты). Подобные аккумулятивные участки сменялись денудационными и здесь, вблизи бассейна прибрежно-морской аккумуляции, возникли абразионные уступы.

Таким образом, в Приенисейской зоне существовала прибрежно-морская равнина, отделенная от территории Сибирской платформы абразионным уступом высотой порядка нескольких десятков метров, а в устьевых заливообразных частях впадающих сюда рек сформировались аллювиально-озерные равнины. Последние по долинам рек проникли в глубь платформы до самого уступа траппового плато. Об этом свидетельствует наличие перетолженных спорово-пыльцевых комплексов юрского времени в четвертичных суглинках р. Майгушаши и среднем течении р. Аяхта.

Гидросеть территории к валанжинскому времени существенных изменений не претерпела: по-прежнему основные реки имели сток на восток и юг (в Ангаро-Вилюйский бассейн) и на запад и северо-запад (в сторону Западно-Сибирского морского бассейна). Небольшие перестройки произошли в верховьях палеорек в среднем течении Подкаменной Тунгуски и на крайнем северо-востоке района. Наиболее значительными были изменения в бассейне р. Учамы: раннеюрская палеорека Учамы-Чуны в результате перехвата изменила свое течение и перестроилась в р. Учамы-Таймура. Агрессивность рек Западно-Сибирского бассейна выразилась в перехвате ими вершин ряда речных систем Ангаро-Вилюйского бассейна. За счет пятящейся эрозии палео-Вельмо перехватила долину палео-Тохомо.

Следующее воздымание платформы произошло, видимо, в готтерив-барреме. Оно вызвало врезание речных артерий и выработку сухолебяжинской поверхности, которая вдоль крупных долин проникла далеко внутрь плато. При этом, следуя вдоль днщ долин, выработанных в предыдущем этапе, она не только «вкладывается» в эти долины, но и выходит далеко за их пределы, срезая поверхности полканской серии. Наиболее широкое развитие сухолебяжинская планация получила в Приенисейской зоне. В этом районе она почти нацело уничтожила

рыбинские уровни, сохранив их в виде вершинных поверхностей отдельных плосковерхих останцов, и подошла к подножию уступа высокого траппового плато. Интересно, что, несмотря на отступление береговой линии морского бассейна к западу за пределы района, область осадконакопления в готтерив-барреме продвигается к востоку. Это несоответствие, видимо, можно объяснить таким положением, когда осадки, сносимые с поднимавшегося в начале этапа Средне-Сибирского плато, попадали на относительно стабилизировавшуюся окраинную часть Западно-Сибирской плиты. При отсутствии компенсирующего прогибания бассейна осадконакопления произошли его обмеление и осушение прибрежной акватории. Значительная часть выносимого реками материала осаждалась на низменной прибрежной суше и в многочисленных лагунах. О колебаниях мощностей сформировавшихся здесь осадков можно судить по разрезам скважин (см. рис. 3).

На востоке и юго-востоке района сухолебяжинская планация осуществлялась вдоль долин крупных рек и обычно не выходила за пределы развития рыбинской поверхности. Полное отсутствие аптских осадков на территории района свидетельствует о новом воздымании платформы, на этот раз охватившем и окраинные части плиты настолько, что это привело к повсеместному перерыву в осадконакоплении. В этот этап произошло глубокое расчленение сухолебяжинской поверхности. В Приенисейском и Приангарском районах погребенные под позднемеловыми отложениями днища эрозионных и эрозионно-карстовых долин не только не вскрыты современной гидросетью, но находятся на абсолютных высотах, не превышающих современный уровень мирового океана. Это говорит о чрезвычайно высоком стоянии платформы в конце раннего мела — уровне, которого она не достигла (по крайней мере, в Приенисейской зоне и Приангарье) даже сегодня. Вероятно, эрозия рассматриваемого цикла проникла далеко внутрь траппового плато. Рельеф стал еще более контрастным, а абсолютные высоты близкими к современным.

В начале позднего мела окраинные части Сибирской платформы вновь втянуты в опускание прогибающейся Западно-Сибирской плитой. Произошло агградационное заполнение ранее выработанных долин. По отдельным долинам агградация, вероятно, подошла в то время к окраинным частям высокого плато, о чем свидетельствует наличие позднемеловых спорово-пыльцевых спектров в четвертичных отложениях этого района. Однако далеко в глубь плато она все же не проникала. Во всяком случае, тщательное палинологическое опробование рыхлых образований в бассейне р. Учачи нигде не позволило обнаружить позднемезозойских форм. В это же время происходило заполнение долин, врезанных в сухолебяжинский уровень, на севере и юге Енисейского края.

В Приангарье и Чадобецком районе верхнемеловые осадки, в частности сеноман-туронские бокситоносные образования (Лейпциг и др., 1976), заполняли преимущественно эрозионно-карстовые и карстовые формы рельефа в пределах Чадобецко-Кодинского прогиба. Участок долины палео-Катанги (выше устья р. Оскоба), ранее принадлежавший Ангаро-Виллюйскому бассейну, теперь направляется в Чадобецко-Кодинский прогиб, меняя направление стока с восточного на западное. Через Чадобецко-Кодинский прогиб сток его вод направляется к югу в бассейн палео-Ангары и уже через нее — в Западно-Сибирский бассейн. Одновременно на останцах высокнх поверхностей выравнивания формировались бокситоносные коры выветривания, а в долинах мелких рек, прорезающих эти поверхности, — аллювиальные осадки. В сферу латеритного бокситообразования теперь, особенно в Приенисейской зоне, попали и останцы сухолебяжинской поверхности, ограниченные позднемеловыми врезами (Больше-Бираминский, Нижнеимбатский и др.)

Процессы агградации, начавшиеся в позднем мелу, в палеогеновое время получили еще более широкое развитие, масштабы аккумулятивных поверхностей расширялись. Произошло заложение ряда тектонических впадин Приангарья и более мелких впадин по восточному фасу Енисейского кряжа. Из Приангарья и Чадобецкого района по долинам рек агградационные процессы распространились на правобережье Подкаменной Тунгуски. В целом же впадины формировались на фоне тектонической стабилизации западной части Сибирской платформы. В Приенисейском районе Сибирской платформы бассейновое осадконакопление, видимо, прекратилось (отложений палеогена здесь не установлено).

К этому времени на значительных площадях Ангаро-Катангского междуречья на дневную поверхность выведены карбонатные породы нижнего палеозоя и, несомненно, на них начались активные процессы химической денудации. Еще большую, чем в предыдущем этапе, агрессивность проявили реки Западно-Сибирского бассейна (Филатов и др., 1976, см. прилож.). Палео-Подкаменная Тунгуска своими верховьями проникла вплоть до современного устья р. Камо, перехватив ряд вершинных систем у рек Ангаро-Вилуйского бассейна. То же, по-видимому, произошло с палео-Ниж. Тунгуской. Однако здесь события менее ясны, так как ее низовья не входят в исследованную территорию, и не исключено, что воды ее бассейна изливались по-прежнему в Ангаро-Вилуйский бассейн через палео-Таймуру. Таким образом, в это время уже были подготовлены условия для возникновения транзитных рек Сибирской платформы. Особенно хорошо это видно на примере Подкаменной Тунгуски. Путем пятящейся эрозии принадлежавшая Западно-Сибирскому бассейну река рассекала Тунгусское трапповое плато и приносила в себя воды рек, ранее принадлежавших Ангаро-Вилуйскому бассейну. Все это говорит о существенной перестройке тектонического плана, происшедшей на исследованной территории в конце мезозоя — начале кайнозоя. Отличительной особенностью ее было то, что она происходила не на фоне усиливающегося воздымания, а, скорее, слабого опускания или стабилизации положения платформы. Некоторое воздымание испытала, видимо, лишь северо-западная часть территории, тогда как южная и юго-восточная стабилизировались, а отдельные участки этих районов испытали опускание.

Следующая общая активизация воздымания, охватившая платформу и Енисейский кряж, началась только в конце миоцена — начале плиоцена (Плоскогорья..., 1971). Вместе с продолжавшимся прогибанием грабенообразных впадин Приангарья в это время начался врез современной гидросети, особенно усилившийся в конце плиоцена. К этому времени завершилось формирование транзитных систем Ангары, Подкаменной и Ниж. Тунгусок. Таким образом, можно сделать следующие выводы.

1. Позднепалеозойско-раннетриасовые речные долины в изученном регионе либо уничтожены последующей денудацией (Енисейский кряж и Катангская гемиянтеклиза), либо перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями Тунгусской синеклизы.

2. Сложная современная долинная сеть района начала формироваться в среднетриасово-раннеюрское время и на начальных этапах в основном принадлежала к бассейну юрского Ангаро-Вилуйского прогиба. По мере отмирания последнего происходила постепенная перестройка гидросети с нарастанием агрессивности рек Западно-Сибирского бассейна. С отмиранием позднемезозойско-раннекайнозойского Чадобецко-Кодинского прогиба гидросеть окончательно перестраивается в сторону Западно-Сибирского бассейна, возникают транзитные по отношению к району исследований системы рек Ангары, Подкаменной и Ниж. Тунгусок.

3. В целом история развития речной сети представляется в виде чередования эпох врезания, когда формируются глубокие долины, и эпох агградации, когда происходят их частичное заполнение и основные плановые перестройки долинных систем.

4. Наиболее общей особенностью в формировании эрозийных форм изученного района является преемственность (пространственная стабильность) положений основных долин на протяжении всего «геоморфологического» этапа, несмотря на переход отдельных участков или речной системы в целом из одного бассейна в другой.

ЛИТЕРАТУРА

- Дренов Н. В. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1963.
- Лейпциг А. В., Левина А. П., Ясаманов Н. А. Стратиграфия и закономерности формирования мезокайнозойских бокситоносных отложений юго-запада Сибирской платформы. М., «Недра», 1976.
- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. Серия «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока». М., «Наука», 1971.
- Ткаченко Б. В., Рабкин М. И., Демочкидов К. К., Вакар В. А., Гроздилов А. Л., Бутакова Е. Л., Стрелков С. А. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья.— В кн.: Геология Советской Арктики. М., 1957.
- Филатов В. Ф., Лоскутов Ю. И., Кузнецова Г. Ф., Филатова Н. Р., Назаров Б. В., Коробов Ю. И. История формирования рельефа западной окраины Сибирской платформы и Енисейского кряжа. Новосибирск, 1976.
- Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. М., «Недра», 1976.

Э. Л. Якименко

ПОКАЗАТЕЛИ СТАТИКИ И ДИНАМИКИ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА

В геоморфологии обосновываются принципы системного подхода, при котором рельеф рассматривается как сложное целое со специфическими внутренними противоречиями, определяющими его развитие. Исходя из такого подхода, геоморфологические системы рассматриваются как ассоциации форм современного рельефа, объединенные рядом общих функциональных связей и отношений. Совокупность общих связей и отношений между элементами геоморфологической системы составляет ее структуру (Спирidonов, 1974; Кашменская, 1976).

Геоморфологические системы могут быть охарактеризованы рядом морфометрических и статистических показателей. Методика получения этих показателей достаточно разработана и широко известна. Само по себе знание пространственного распределения точных данных о рельефе имеет огромное практическое значение и помогает обеспечению рациональной организации землепользования, мелiorации, сельского хозяйства. Не менее важна и геолого-геоморфологическая интерпретация количественных характеристик, которая способствует раскрытию закономерностей строения геоморфологической системы и пониманию ее структуры.

При выборе показателей рельеф может рассматриваться как сложное, но единое целое. На примере современного рельефа Верхне-Колымского нагорья нами осуществлена общая оценка рельефа с помощью морфометрических показателей (абсолютная высота, глубина и густота расчленения, углы наклона поверхности). Эти показатели являются основными и характеризуют статику современного рельефа. Характер соотношений численных показателей позволяет судить о динамике развития рельефа. Можно описать рельеф и статистическими критериями

ми, представляя его как поле высот. Если поле высот подчиняется нормальному закону распределения, то гистограммы, на которых по оси абсцисс откладываются границы интервалов высот в относительных отметках, а по оси ординат — частоты, соответствующие этим интервалам, будут иметь одну основную особенность: накопление вариант в центре и постепенное убывание их числа по мере удаления от средней точки. Эта особенность, заключающаяся в проявлении симметрии, называется законом нормального распределения и имеет широкое распространение во всей живой природе. Распределение высот не всегда подчиняется нормальному закону, а может отвечать и другим типам кривых (Шарапов, 1967; Крамбейн, Грейбилл, 1969).

Выясняя причины различных функций распределения высот, можно согласиться с выводами исследователей (Порядин, 1974; Казанский, 1974) о том, что распределение высот, близкое к нормальному, является свидетельством динамического равновесия эндогенных и экзогенных сил в образовании рельефа. О таком режиме развития свидетельствует близкое к нормальному распределение высот ряда речных бассейнов Верхне-Колымского нагорья. Равновесие скоростей поднятия и врезания — характерная черта среднегорного рельефа Верхне-Колымского нагорья, образовавшегося в результате умеренных неотектонических сводовых движений. Следовательно, функция распределения высот служит не только показателем статичности рельефа, но и характеризует определенное динамическое состояние современного рельефа.

Нормальное распределение высот можно охарактеризовать такими статистическими параметрами, как взвешенная средняя высота, дисперсия, или среднеквадратическое отклонение, и коэффициент вариации. Эти три показателя тесно связаны между собой и дают полную количественную характеристику любой совокупности, распределяемой по нормальному закону. Средневзвешенная высота — центр распределения, она характеризует рельеф в целом, отображая действие на него основных рельефообразующих факторов. Дисперсия служит мерой варьирования отметок рельефа вокруг центра распределения: чем сильнее они варьируют, тем больше величина дисперсии, или среднеквадратического отклонения. Дисперсия — показатель степени влияния на рельеф второстепенных рельефообразующих факторов. Значение коэффициента вариации при нормальном распределении колеблется от 45 до 50%.

Знание функций распределения высот рельефа важно не только при изучении пространственных закономерностей (Боровко, 1971). Получив зависимости функции распределения высот современного рельефа от характера его строения и развития, можно подойти к построению геоморфологической классификации. Основанием для нее могут служить объемные и площадные показатели (Косыгин, 1974) или иерархическое строение геоморфологической формации (Хворостова, 1976). На примере рельефа Верхне-Колымского нагорья можно сказать, что функции распределения высот, близкие к нормальным, и полученные статистические критерии являются показателями динамического равновесия процессов развития рельефа нагорья как геоморфологической системы.

Верхне-Колымское нагорье выступает в данном случае как геоморфологическая система определенного иерархического уровня или ранга. Согласно законам организации вещества, начиная с планетарного до атомно-молекулярного (Соловьев, 1975), Верхне-Колымское нагорье отвечает пятому уровню (после планеты, геосферы, формационных комплексов и формационных рядов). В объемных и площадных показателях оно соответствует третьему порядку (объем 10^6 — 10^3 км³; площадь 10^6 — 10^4 км²). Характер пространственных закономерностей при переходе от уровня к уровню будет различным, и методы выявления этих закономерностей будут обладать определенной спецификой.

Это можно проиллюстрировать следующим примером. В пределах Верхне-Колымского нагорья для участков рельефа (междуречья Чай-Юрье — Аян-Юрях и Элик — Хинике), отличающихся друг от друга энергией развития, были вычислены статистические критерии. Дисперсия и средневзвешенная высота, коэффициент вариации, близкий к 50%, сравнительно низкая правосторонняя асимметрия и острровершинный положительный эксцесс соответствуют близкой к нормальной функции распределения высот. Противоположные тенденции развития рельефа этих участков ясно видны по геоморфологическим и морфологическим данным, но не подчеркиваются статистическими показателями. Это свидетельствует о том, что мы перешли на другой, более низкий иерархический уровень, и статистические критерии, присущие Верхне-Колымскому нагорью, на этот уровень не распространяются. Следовательно, нужно искать другие показатели, но не в рельефе как едином целом, а в его элементах: водоразделах, склонах и днищах долин.

Различие в развитии рельефа двух вышезванных участков можно показать на примере площадного распространения склонов. На междуречье Чай-Юрье — Аян-Юрях крутые дефлюкционные и десерпционные склоны (20—25°) и пологие делювиально-солифлюкционные склоны (4—12°) и шлейфы (1—4°) занимают одинаковые площади, составляющие в сумме 80% площади всего междуречья. На междуречье Хинике — Элик пологие делювиально-солифлюкционные склоны отсутствуют, а 85% площади его занято крутыми дефлюкционными и десерпционными склонами (20—25°). Не только форма, крутизна и площадное распространение их служат показателями динамики рельефа, но и морфометрические данные водоразделов и дниц долин свидетельствуют о равновесном развитии рельефа на междуречье Чай-Юрье — Аян-Юрях и неравновесном — на междуречье Хинике — Элик.

Понятие о динамическом равновесии между выносом и поступлением в реку рыхлого материала развито в работах И. П. Карташова. Это состояние, при котором потенциальная возможность подготовки рыхлого материала к переносу уравновешивается интенсивностью экзогенных процессов, выносящих этот материал за пределы участка. Состояние динамического равновесия сохраняется достаточно длительный отрезок времени, в течение которого происходит врезание или накопление аллювия, но высота рельефа земной поверхности остается постоянной. Стремление рек к состоянию динамического равновесия — основная закономерность их развития. Отклонение от равновесия происходит в двух случаях. Если в реку с водоразделов и склонов поступает малое количество рыхлого материала, то в ней начинает преобладать размыв над отложением, в результате чего высота земной поверхности понижается, и она переходит в стадию врезания. В случае поступления большого объема рыхлого материала река, не успевая его переносить, только накапливает, повышая тем самым высоту земной поверхности (Карташов, 1972).

Изучение количественных показателей элементов рельефа способствует раскрытию основных закономерностей горного рельефообразования и позволяет выделить в его развитии три стадии — динамического равновесия, врезания и накопления аллювия. Динамика рельефообразующих процессов на склонах проявляется в более чистом виде. Если форма склонов и процентное соотношение крутых и пологих склонов служат показателями направленности развития, то крутизна характеризует интенсивность склоновых процессов. Анализ водоразделов включает изучение выровненных поверхностей, приуроченных к ярусам рельефа. Закономерности площадного и высотного распространения ярусов рельефа, степень их сохранности, углы наклона реликтов выровненных поверхностей характеризуют статику рельефа и (дополненные геолого-геоморфологическими данными) позволяют подойти к выяснению гене-

зиса ярусности. Показателем динамического состояния рельефообразующих процессов на водоразделах является степень их сохранности.

Количественными показателями дниц долин являются уклоны и форма продольных профилей, а также порядки долин. Карта порядков долин бассейна верховьев Колымы составлена по дихотомической классификации Р. Хортона и В. П. Философова. Полученная модель-схема распределения рек по порядкам несет информацию о густоте расчленения рельефа, асимметрии бассейнов, характере распределения направлений стока, углах впадения притоков, геометрическом рисунке речной сети. На карте выделяется перистый, центробежный, решетчатый, параллельный и древовидный типы речной сети. Решетчатый и древовидный рисунки формируют реки всех порядков, параллельный, перистый и центробежный создают реки третьего и четвертого порядков. Большинство рек приурочено к тектоническим нарушениям — поверхностным разрывам и зонам глубинных разломов. Об этом свидетельствуют коленообразные изгибы русел рек разных порядков и характерные для всей площади углы впадения притоков, близкие к прямым.

В результате статистической обработки количественных показателей рек разных порядков выяснилось, что обнаруженные Р. Хортоном законы строения речных систем выдерживаются на исследуемой территории только в среднем. Имеет место постоянство бифуркационного отношения, отношения средних длин и площадей водосборов притоков смежных порядков. Отношения средних уклонов рек высоких порядков изменяются в малых интервалах, рек низких порядков, начиная с четвертого, — в очень широких. Реки самых высоких порядков имеют уклоны менее 5 м/км, максимальные уклоны свойственны рекам низких порядков. Средний уклон реки не определяется ее порядком, а зависит от рельефа всего бассейна, его геологического строения, крутизны склонов, характера водоразделов. Законы Р. Хортона выдерживаются для речных систем, рельеф которых характеризуется равновесным развитием. Неравновесное развитие рельефа меняет картину распределения показателей числа потоков, их длин, уклонов и площадей бассейнов. Неравновесность развития может быть вызвана литологическими, климатическими и тектоническими причинами.

О связи порядков долин с возрастом их заложения говорить очень трудно, поскольку для рек низких порядков эта связь не всегда выдерживается из-за различной скорости нарастания порядков в речных системах, а реки высоких порядков транзитны по отношению к разным тектоно-геоморфологическим и климатическим условиям, и поэтому состоят из разнопорядковых отрезков. Картину изменения порядков существенно меняют перехваты рек. На местах перестроек речной сети нарушена зависимость порядка реки от количества эрозионных уровней в долине, хотя общая тенденция увеличения числа последних с возрастом порядка имеет место. Зависимость эта нелинейна и изменяется с изменением геоморфологического строения бассейна. Все перечисленные показатели характеризуют статику современного рельефа.

Показателем динамики развития рельефа служит скорость нарастания порядков, свидетельствующая о направленности рельефообразующей деятельности рек. Чем выше скорость нарастания порядков, тем динамичнее развивается рельеф. Так, Аян-Юрха приобретает седьмой порядок в 60 км от верховья, Берелех этот же порядок имеет в 120 км, а Кулу — в 170 км от верховья. Изменение бифуркационного отношения (отношение количества притоков смежных порядков) в пределах перечисленных бассейнов показывает, что скорость нарастания порядков в бассейне Аян-Юрха вдвое больше, чем в бассейне Берелеха и втрое больше по сравнению с бассейном Кулу, несмотря на их однопорядковость. Об определенном динамическом состоянии рельефа можно судить по характеру изменения уклонов продольного профиля однопорядковых

долин. Таким образом, классификация Р. Хортона и В. П. Философова, отражая статику рельефа и вскрывая закономерности иерархической соподчиненности речных систем разных порядков, только косвенно позволяет судить о динамическом состоянии того или иного участка современного рельефа.

Прямой показатель динамики развития рельефа содержится в классификации Шреве (Shreve, 1967, 1969), который рассматривает речные системы как топологические. В них приток является элементом и служит не только топологическим параметром, но и единицей измерения сложности системы. Уровень сложности речной системы будет тем выше, чем больше в ней содержится элементарных притоков. С геоморфологической точки зрения высокий уровень сложности системы — свидетельство более интенсивного динамического состояния определенных участков земной коры. Для доказательства этого положения можно привести пример с двумя речными системами шестого порядка — Кон-Юряха и Чай-Юрье, для которых сложность строения оценивается в 812 и 517 ед. соответственно. Высокий уровень сложности речной системы Кон-Юряха осуществляется за счет рек первых и вторых порядков и связан с интенсивными восходящими движениями в этом районе, что подтверждается геолого-геоморфологическим анализом, проведенным З. М. Хворостовой (1970). Таким образом, элемент-приток служит прямым показателем динамики развития современного рельефа.

Определенные преимущества этой классификации состоят еще и в том, что с точки зрения системного подхода введение элемента системы как меры ее сложности означает более высокий уровень формализации и открывает широкие возможности для построения пространственных моделей речных систем. Изучение строения речных систем с помощью таких моделей может оказаться полезным при решении вопросов мелиорации и водоснабжения.

Таким образом, в рельефе как едином целом и в его элементах имеются показатели как статики, так и динамики рельефа. Основная задача состоит в нахождении и объяснении пространственных закономерностей строения современного рельефа. Ряд показателей можно заимствовать из математической статистики, наполнив их геолого-геоморфологическим содержанием. Системный подход обязывает искать показатели статики и динамики рельефа геоморфологических систем разных иерархических уровней.

ЛИТЕРАТУРА

- Боровко Н. Н.** Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971.
- Казанский Б. А.** Применение энергетического принципа к решению некоторых задач геоморфологии. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1974.
- Карташов И. П.** Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М., «Наука», 1972.
- Каשמская О. В.** О геоморфологической системе. — В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Косыгин Ю. А.** Основы тектоники. М., «Недра», 1974.
- Крамбейн У., Грейбилл Ф.** Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969.
- Порядин В. С.** Стохастический метод морфоструктурного анализа (на примере юго-западной части Сибирской платформы). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974.
- Соловьев В. А.** Тектоника континентов (систематизация понятий и упорядочение терминология). Хабаровск, 1975.
- Спиридонов А. И.** О некоторых теоретических проблемах геоморфологии. — «Геоморфология», 1974, № 4.
- Хворостова З. М.** Геоморфология бассейна верховьев р. Колымы. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Хворостова З. М.** О системном подходе к изучению геоморфологической формации. — В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск, «Наука», 1976.

Шарапов И. П. Функции распределения высоты рельефа.— В кн.: Рельеф Земли и математика. М., «Мысль», 1967.

Shreve R. L. Infinite topologically random channel networks.— "J. Geol.", 1967, N 75.

Shreve R. L. Stream lengths and basin areas in topologically random channel networks.— "J. Geol.", 1969, N 77.

*Ю. П. Казакевич, Н. А. Вашко, М. С. Комарова,
М. В. Ревердатто, Н. Н. Тучина*

ПРАДОЛИНЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Одной из основных особенностей Байкальской горной области является широкое развитие прадолин эоплейстоценового, реже более древнего возраста.

Прадолины располагаются на различных уровнях от современных долин, совмещены с ними или разобщены. При всем разнообразии сочетаний намечается определенное постоянство в соотношениях прадолин и современных долин в пределах крупных морфоструктур, что связано с особенностями истории их развития.

На рис. 1 показано принятое нами районирование Байкальской области.

Формирование прадолин началось с этапа резкого и повсеместного преобладания линейной денудации над плоскостной и завершилось мощной аккумуляцией, благодаря которой они сохранились по настоящее время. Начало формирования долин, так же как и их многоэтапность, асинхронно в различных морфоструктурах и даже в отдельных их частях. Наиболее древние прадолины миоцен-плиоценового возраста известны лишь в Витимском плоскогорье, где они представлены хорошо разработанными долинами с днищами, залегающими на 60 м выше современной поймы. Несколько позже начали формироваться прадолины Патомского нагорья и еще позднее — Байкальской рифтовой зоны*. В настоящее время лучше изучены, в смысле истории их формирования и погребения, прадолины центральной части (точнее, ее юга) Патомского нагорья.

Для центральной части Патомского нагорья, границы которой почти совпадают с контурами байкальской (протерозойско-кембрийской) структуры — Бодайбинского синклинория и унаследовавшей эту структуру Бодайбинской впадины, характерны прадолины двух этапов развития (рис. 2, а). Наиболее древние имеют нижне-, среднеэоплейстоценовый возраст**. В нижнем эоплейстоцене в связи с резко возросшей интенсивностью поднятий Патомского нагорья началось быстрое углубление гидросети в широкие днища плиоценовых долин. Переуглубление достигло 150—250 м. В большинстве случаев формирование новых более глубоких долин не изменило существовавшего плана гидросети, но на отдельных участках происходила перестройка, связанная преимущественно с перехватами в верхних звеньях долин.

Эрозионная фаза развития описываемых долин в южной части Бодайбинской внутренней впадины закончилась в среднем эоплейстоцене, на севере и периферии впадины — в верхнем эоплейстоцене. К этому времени долины имели хорошо выработанную лестницу террас с базальным галечником, как правило, небольшой мощности (2—3 м). В соста-

* Это не значит, что на указанных территориях не существовало гидросети в доплиоценовое время. Находки фрагментов долин с галечниками миоценового, олигоценового и более древнего возраста известны в различных частях территории.

** Возраст долин датируется временем фазы врезания.

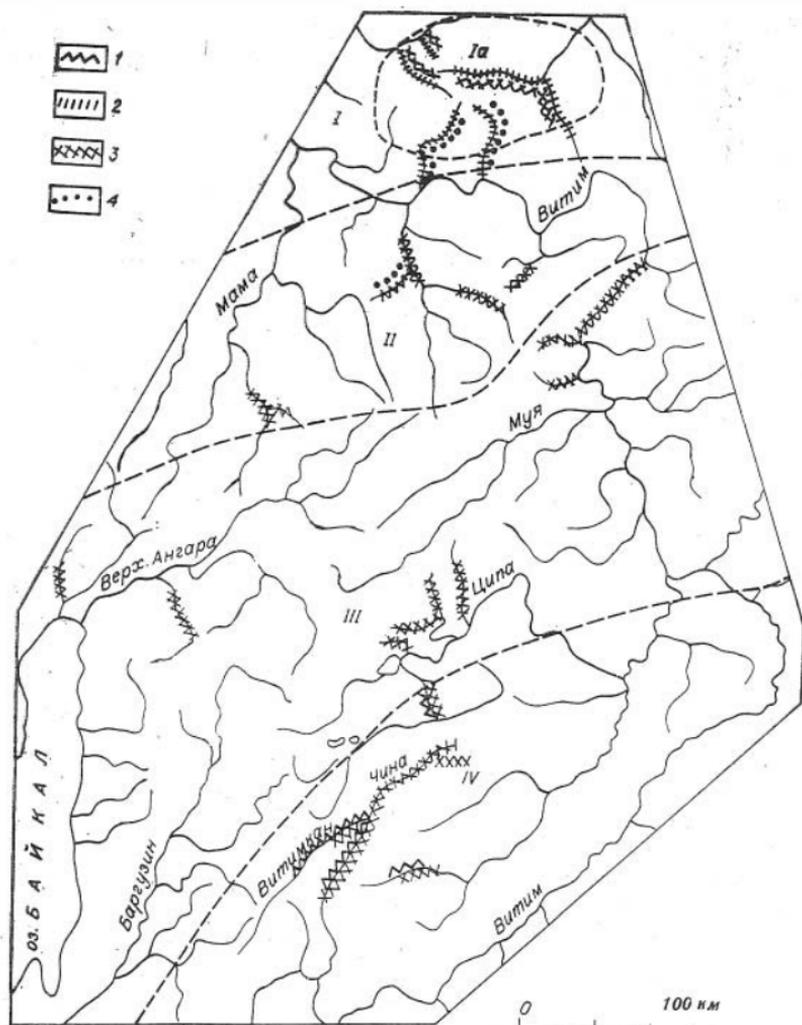


Рис. 1. Схема районирования Байкальской горной области.

I — Патомское нагорье (Ia — Болайбинская внутренняя впадина); II — Байкало-Патомская переходная зона; III — Байкальская рифтовая зона; IV — Витимское плоскогорье.
 Прадолоины: 1 — миоцен-плиоценового возраста, 2 — нижне-среднеплейстоценового, 3 — верхнеэоценового, 4 — самаровско-тазовского.

ве рыхлых отложений преобладали пестроцветные (желтые, красно-бурые) галечники, обогащенные глинистыми продуктами перемыва кор выветривания каолиново-гидрослюдистого состава. С конца среднего эоценового (на севере и периферии — с конца верхнего эоценового) эрозийная фаза развития гидросети сменилась аккумулятивной, во время которой долины были заполнены мощной (до 100—150 м) толщей средне-, верхнеэоценового-самаровских отложений различного генезиса. В основании толщи залегают аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, замещенные в прибортовых частях долин мощными шлейфами различных склоновых отложений. Верхние горизонты

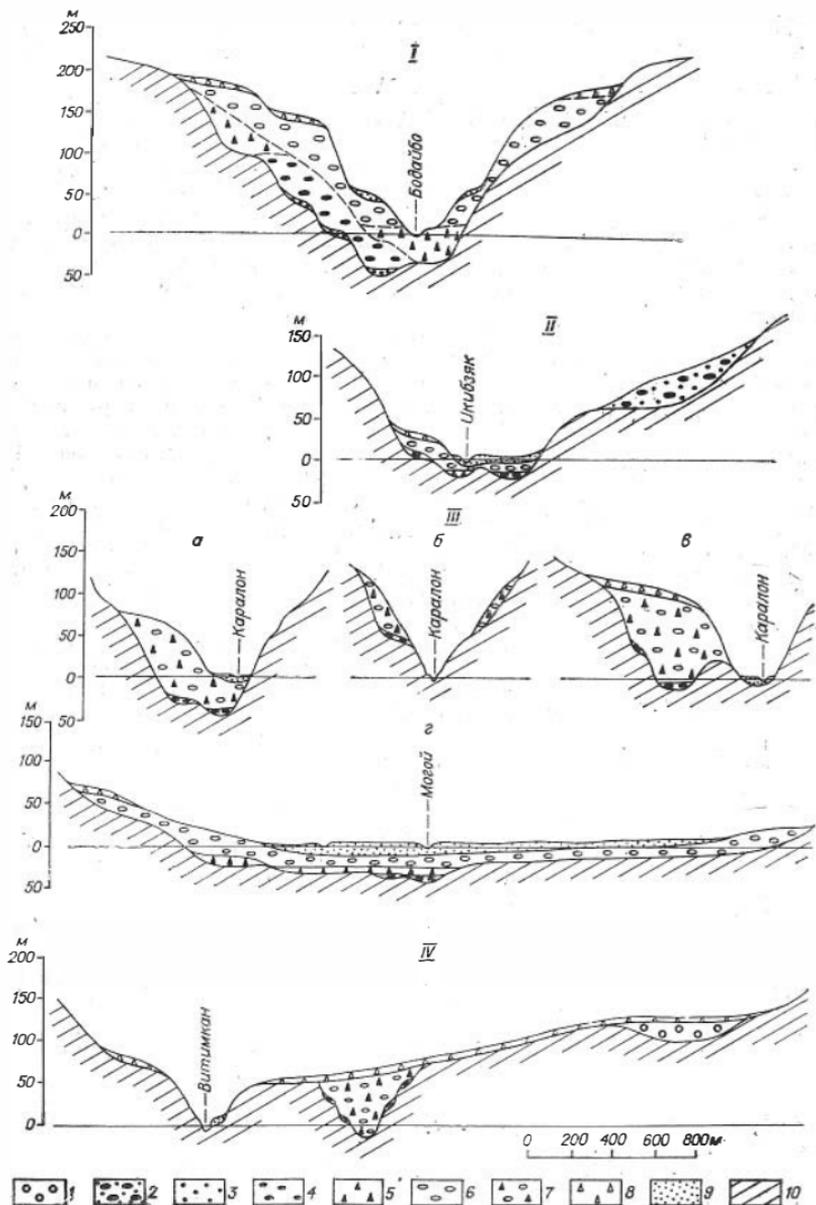


Рис. 2. Схема строения прадоллин Байкальской горной области.

I — южная часть Патомского нагорья; II — переходная зона; III — Байкальский рифт (а — совмещенный врез в блоках опускания, б — прадolina, размытая в блоках поднятия, в — разобщенный врез, г — прадolina в прибрежной части впадины); IV — Витимское плоскогорье. Отложения прадоллин: 1 — мюнден-плотеновые, 2 — эфлейстоновые, 3 — нижне-среднеэплейстоновые, 4 — самаровско-тазовские, 5 — казанцевские, 6 — самаровско-казанцевские, 7 — зырянские, 8 — послезырянские, 9 — 10 — подстилающие породы.

разреза имеют перигляциальный и ледниковый генезис и отвечают по времени самаровскому оледенению*. В конце стадии аккумуляции, завершившей I цикл формирования прадолин, пойменный уровень рек приближался к уровню днщ плиоценовых долин.

В конце самаровского времени в южной части Бодайбинской впадины отчетливо проявлено начало новой эрозионной фазы — II цикла формирования речных долин. Углубившиеся речные долины, как правило, наследовали ранее выработанные прадолины, формируя свое ложе частично или полностью в пределах рыхлой толщи предшествующего цикла аккумуляции. В редких случаях происходило разобщение врезов. По глубине врезания долины II цикла оказались близки к уровню долин I цикла, имея более крутой продольный профиль, вследствие чего молодые долины в верховьях рек не достигали уровня древних, а в низовьях врезались в днища древних тальвегов.

Отложения эрозионной фазы II цикла представлены сероцветным аллювием пойм и низких террас. Отличительной его особенностью является слабое развитие минералов коры выветривания в заполнителе и обилие неустойчивых минералов. Вторая, эрозионная, фаза развития долин завершилась к началу или середине тазовского времени. Новая аккумулятивная фаза развития долин началась с аккумуляции мощной толщи перигляциальных галечников тазовского времени и продолжалась на протяжении казанцевского времени**. Мощность накопившихся за это время осадков составляет 150—200 м, представлены они преимущественно аллювиально-озерными галечниками, песками и щебнистыми образованиями склонового генезиса. Для галечно-песчаных отложений характерна хорошая сортировка материала. Самые верхние слои, заполняющие прадолины II цикла, относятся к началу зырянского времени. В зырянское время начался III цикл развития гидросети, его эрозионная фаза, с деятельностью которой связано формирование современной гидросети. Эти долины, вновь углубившиеся в рыхлую толщу, выполняющую прадолины II цикла развития, имеют еще более крутой продольный профиль, вследствие чего происходит их переуглубление в устьевых участках по сравнению с долинами II цикла.

Территория, расположенная между Патомским нагорьем и Байкальской рифтовой зоной, характеризуется хорошей сохранностью прадолин, сформированных в три цикла: эрозионная фаза I цикла относится к нижнему — среднему эоплейстоцену, II — к верхнему эоплейстоцену и III — к самаровскому времени. Днища прадолин I цикла расположены на 50—100 м выше современных пойм, характеризуются значительной шириной и небольшой глубиной вреза (см. рис. 2, б). Соответственно мощность выполняющих эти долины отложений, как правило, небольшая — от 10 до 15 м. Прадолины эоплейстоценового возраста характеризуются значительной глубиной эрозионного вреза (70—150 м) по отношению к днищам долин I цикла.

В самаровское время они частично (на 50—60 м) были заполнены ледниковыми и перигляциальными отложениями. В конце самаровского времени произошло врезание в толщу осадков II цикла развития прадолин. Вновь сформированные долины местами достигли уровня коренных пород, переуглубив долины предыдущего этапа, местами достигли их днищ, расширив их. Аккумуляция прадолин III цикла продолжалась в мессовское, тазовское и казанцевское, а местами в зырянское время, когда была сформирована 50—100-метровая толща осадков

* В северной и периферической частях Бодайбинской внутренней впадины, как правило, аккумуляция измерялась 2—3, реже 5 десятками метров, среди осадков преобладала морена, перекрытая песками озерно-аллювиального генезиса.

** В северной и периферической частях, где не было II эрозионного цикла, осадки тазовского и казанцевского времени залегают на самаровских слоях.

сложного генезиса. Современная гидросеть в большинстве случаев еще не достигла дна долин предшествующих двух циклов и лишь местами их переуглубила.

В области Байкальского рифта прадолины формировались почти повсеместно, но в поднятиях они были частично уничтожены в последующее время. Лучше всего сохранились они во впадинах «вялого» развития, таких, например, как Ципинская, где буровыми и геофизическими работами в прибортовых частях впадины выявлена система полностью погребенных долин. Как видно на рис. 2, в, в широком плоском днище врезана долина верхнеоплейстоценового возраста с базальными галечниками в основании, перекрытыми галечно-песчаными отложениями самаровского, мессовского, тазовского и казанцевского возрастов. Последние залегают на 200 м выше уровня современных пойма. Таким образом, на примере одной из впадин можно говорить о прадолинах верхнеоплейстоценового возраста, образовавшихся в условиях относительного опускания, когда эти участки впадин принадлежали ее горному обрамлению, и о мощной непрерывной аккумуляции в условиях погружения. Современная гидросеть врезана в эту толщу на 150—200 м.

Для поднятий Байкальской рифтовой системы характерны прерывистое развитие прадолин и их верхнеплейстоценовый возраст (см. рис. 2, з)*. Первоначально долины этого возраста были протяженными, затем после этапа аккумуляции, достигавшей значительных масштабов (до 200 м), склоны поднятий были разбиты на пластины, одни из которых испытывали погружение, другие — интенсивное поднятие.

Реки, пересекающие склоны поднятий вкост простирания их оси, в блоках, испытавших поднятия, не сопровождаются прадолинами, поскольку последние были уничтожены, в блоках опускания прадолины располагаются на 20—30 м ниже современных. В случае следования долин по зонам опусканий прадолины имеют значительную протяженность.

Витимское плоскогорье, как уже отмечалось, отличается от предыдущих морфоструктур более ранней активизацией и хорошей сохранностью прадолин миоцен-плиоценового возраста, расположенных как в бортах современных долин, так и на водоразделах. Долины этого возраста обладают широким днищем, обрамленным лестницей террас. На коренных породах залегают базальные «белесые» галечники нормальной мощности. Долина заполнена красно-бурыми и белесыми галечниками, валунниками и обломочным материалом. Интенсивная выветрелость пород, особенно в низах толщи, перекрывающей базальные галечники, преобладание в составе галечно-валунных образований устойчивых к выветриванию пород, а в заполнителе минералов — каолинит-монтмориллонитовой группы не позволяют считать погребавшую эти прадолины толщу моложе, чем верхний плиоцен.

В отличие от Патомского нагорья, где плиоценовые долины представлены лишь фрагментами очень широких днищ, лишенных рыхлого покрова, миоцен-плиоценовые долины Витимского плоскогорья имеют очень четкие очертания, будучи врезанными в поверхность водоразделов на 100—300 м, и нередко располагаются в бортах современных долин на высотах от 30 до 150 м.

Не менее широким развитием пользуются прадолины верхнеоплейстоценового возраста. Они очень часто разобщены с современными (в отличие от вышеописанных морфоструктур), реже встречаются в общих с ними контурах. Глубина верхнеоплейстоценового вреза достигала 100—150 м. На террасах и в днище рассматриваемых прадо-

* Наряду с этим в узких грабенах прадолины того же возраста имеют значительную протяженность.

лин залегают галечники верхнеоплейстоценового возраста с илесто-песчаным заполнителем, лишенным минералов коры выветривания. Галечники перекрыты песчано-галечной толщей аллювиально-озерного генезиса мощностью до 200 м. Возраст этих отложений от самаровского (в низах) до казанцевского (в верхах толщи). В депрессиях Витимского плоскогорья базальные галечники верхнеоплейстоценовых долин погребены под галечниками самаровского времени, выше перекрытыми щебенчатыми накоплениями казанцевского века. Верхнеоплейстоценовые прадолины на большей части территории Витимского плоскогорья залегают на уровнях, близких к днищам современных долин (на 2—8 м ниже или выше последних).

В заключение кратко рассмотрены условия залегания разновозрастных прадолин в различных морфоструктурах интересно рассмотреть особенности строения долины р. Витим, пересекающей все морфоструктуры. Эта крупная река общей длиной 1150 км состоит из разновозрастных отрезков. Наиболее древний ее отрезок располагается в пределах Витимского плоскогорья, где в истоках реки хорошо сохранился участок миоцен-плиоценовой долины длиной 40 км, представленный широким днищем (0,7—1 км) и серией террас. Днище расположено на 60 м выше современной поймы. Прадолина местами отделена от современной коренными останцами. Здесь же хорошо сохранилась верхнеоплейстоценовая прадolina, более узкая, почти целиком унаследованная современной и лишь на отрезке Безымянка — Дюбкош разобщенная с нею останцом коренных пород шириной около 1 км. Для Витимского плоскогорья характерны резкие изменения направлений течения Витима (см. рис. 1).

При пересечении Байкальской рифтовой долины Витима имеет прямолинейное северо-западное направление и сечет почти под прямым углом геологические структуры. В пределах впадин долина резко расширена, в поднятиях сужена и порожиата (Парамский, Амалыкский пороги). В пределах Парамского порога долина Витима имеет форму каньона, русло врезано в коренные породы. Длина Парамского порога 2 км, уклон продольного профиля 10 м/км. Доказательством того, что Парамский порог не является эпигенетическим отрезком долины Витима, служит отсутствие прадолнины слева и справа. Видимо, это молодой antecedentный отрезок.

В пределах рифтовой зоны прадolina Витима верхнеоплейстоценового возраста лучше изучена на участке пересечения южного склона Делюн-Уранского хребта, где она наследуется современной и днище ее располагается на 40 м ниже поймы.

Миновав зону Байкальского рифта, Витим образует серию крупных врезанных меандр, на отдельных участках которых прадolina располагается далеко от современной. Последние 400 км река протекает близ южной границы Патомского нагорья, в совмещенной современной и верхнеоплейстоценовой долине. Тальвег последней располагается на 20—30 м ниже поймы.

*С. С. Воскресенский, О. К. Кадетов, В. А. Костомаха,
И. Э. Логинова, Ю. В. Махова*

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ АМУРО-ЗЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Амуро-Зейская депрессия — одна из наиболее крупных впадин юга Дальнего Востока.

Современная долинная сеть Амуро-Зейской равнины прошла в своем развитии три неравнозначных по времени, глубине врезания и мощ-

ности цикла аккумуляций: неогеновый, позднеплиоцен-раннеплейстоценовый и поздне-, среднеплейстоцен-современный.

Предшествовавшие и одновременные неогеновому (предсазанковскому) врезу интенсивные дифференцированные поднятия, происходившие на фоне общего воздымания территории, способствовали ее густому и глубокому расчленению. Об этом свидетельствуют многочисленные фрагменты предсазанковских врезов и характер выполняющего их материала. Глубина вреза по отношению к междуречьям доходила в крупных долинах до 80—120 м (реки Зeya, Селемджа, Мамын). Эрозионные врезы этого цикла выполнены песчано-галечниковыми каолинизированными осадками с прослоями глины и лигнитов позднелиоцен-среднелиоценного возраста ($N_1^3 - N_2^{1-2}$ sz). По местной стратиграфической шкале это отложения сазанковской свиты (Чемяков и др., 1960).

Речная сеть II цикла аккумуляции сохранилась значительно лучше по сравнению с предыдущим неогеновым. Долины, сформированные в позднелиоценовое время (предбелогорский врез), не везде совпадали по глубине и планоному положению с долинами предсазанковского эрозионного вреза. Глубины расчленения предбелогорского времени были неодинаковы в районах с различной интенсивностью тектонических движений. На территориях, оставивших в поднятия, меньше предсазанковских, а на территориях, испытывавших небольшое общее поднятие, примерно равными им. В районах, переживавших в общем значительное поднятие, и на всех сопочных массивах предсазанковский инстративный и весь сазанковский аллювий был полностью уничтожен.

В результате общей смены тектонической обстановки в раннем плейстоцене начинается этап заполнения долин аллювиальными отложениями, выделенными в белогорскую свиту ($Q_1 - Q_{IIb1}$). Заполнение долин в белогорский этап аккумуляции проходило прерывисто. Наиболее уверенно можно говорить о существовании двух подэтапов аккумуляции — ранне- и позднелиогорском, разделенных перерывом, фиксирующим незначительный врез.

Раннелиогорский подэтап аккумуляции (ранний плейстоцен) характеризуется накоплением преимущественно грубых песчаных и песчано-галечниковых осадков повышенной мощности. Средняя мощность 40—60 м, максимальная — более 100 м при нормальной мощности аллювия около 20 м. Галечниковый и песчано-галечниковый аллювий инстративной фазы этого подэтапа (начало раннего плейстоцена) вскрыт в тальвегах предбелогорских врезов главным образом по периферии Амуро-Зейской равнины. Мощности его минимальны.

Литоогический состав осадков раннелиогорской аккумуляции свидетельствует о затухающей тектонической активности. Осадочный материал вверх по разрезу становится тоньше. Степень выветрелости его значительно меньшая по сравнению с этапом аккумуляции предыдущего неогенового цикла (сазанковский). Присутствие в небольшом количестве каоинового материала отмечается только в нижних горизонтах разрезов песчаных толщ. Наличие диагональной и косой слонстости говорит об аллювиальном генезисе осадков.

Климатическая обстановка менялась на протяжении всего раннелиогорского подэтапа аккумуляции. По палинологическим данным установлено, что начало его совпало с раннелиоценовым потеплением, вторая половина — с раннелиоценовым похолоданием.

Второй подэтап аккумуляции белогорского цикла развития речной сети характеризуется накоплением преимущественно тонкого осадочного материала (средне-, мелко- и тонкозернистые пески, глины, алевроиты, илы) также повышенной мощности, но несколько меньшей, чем в раннелиогорский подэтап.

В начале позднелиогорской аккумуляции отлагался грубый аллювий — в основном средне-, реже крупнозернистые пески с галькой; в них

отмечается косяя слоистость. Позднее формируются более тонкие отложения.

В конце рассматриваемого подэтапа накапливались глины и алевроиты, сохранившиеся лучше по периферии Амура-Зейской равнины. В них наблюдается четкая горизонтальная слоистость. Гранулометрический состав глин свидетельствует об очень хорошей сортировке отложений (глинистые и алевроитовые частицы составляют 80—90%). В составе аутигенных минералов тяжелой фракции шлиха обнаружен комплекс новообразованных минералов: сидерит, кальцит, железистые карбонаты, марказит,— фиксирующий условия озерного режима. Горизонтальная слоистость, гранулометрический состав, набор различных минералов свидетельствуют об озерном генезисе глин, венчающих разрез позднелогогорских осадков (Логонова, Махова, 1974).

Результаты изучения в ряде разрезов соотношений прослоев глин, образованных в условиях застойного и промывного режима, показали, что они чередуются на большой площади незакономерно и в каждом разрезе своеобразно, следовательно, единого озерного бассейна не существовало. Была система озер, в которых проточный режим сменялся застойным. Состав отложений позднелогогорского времени свидетельствует в целом об их аллювиально-озерном происхождении.

Позднелогогорский подэтап развития долинной сети включает, по палинологическим данным, один климатический ритм первой половины среднего плейстоцена. В начале его отмечается потепление, соответствующее тобольскому межледниковью, в конце — похолодание, отвечающее самаровскому оледенению.

Своеобразие белогорского этапа осадконакопления помимо больших мощностей отложений состояло в том, что аккумуляцией к концу его захватывались междуречные пространства — формировались аккумулятивные равнины.

Таким образом, состав осадков в конце белогорской аккумуляции и условия залегания их на одновысотных выровненных междуречьях свидетельствуют о стабильном тектоническом режиме и дают основание допускать существование «подпора».

К уровню максимальной белогорской аккумуляции почти повсеместно приурочены субгоризонтальные денудационные поверхности. Их абсолютные отметки менее выдержаны, чем у аккумулятивных форм, хотя изменяются в очень незначительных пределах (обычно не более 20, реже 25—30 м). Эти денудационные поверхности имеют, по-видимому, не везде одинаковый генезис. Частично они сформированы за счет интенсивной боковой эрозии при максимальном уровне заполнения белогорских долин и представляют собой, по существу, цоколи древних речных террас, являясь частично результатом выполаживания склонов при длительном стабильном положении базиса денудации, т. е. днищ белогорских долин, аккумулятивных поверхностей самой равнины и внутрисопочных котловин.

Различить описываемые поверхности двух типов обычно не удается ни по морфологическому облику, ни по строению и составу залегающих на них образований (элювий и склоновые отложения мощностью до 2—3 м). В обоих случаях формирование подобных денудационных поверхностей возможно лишь в условиях подпорного режима и длительной тектонической стабильности.

К концу белогорского времени образовалась локальная денудационная поверхность выравнивания. В отдельных местах высота ее практически совпадала с исходными высотами мел-палеогенового пенеплена, часть фрагментов которого оказалась расположенной на более высоких уровнях благодаря предбелогорским неотектоническим дифференцированным движениям (Кадетов, 1976). Площади, занимаемые фрагментами локальной поверхности выравнивания, в каждом конкретном случае

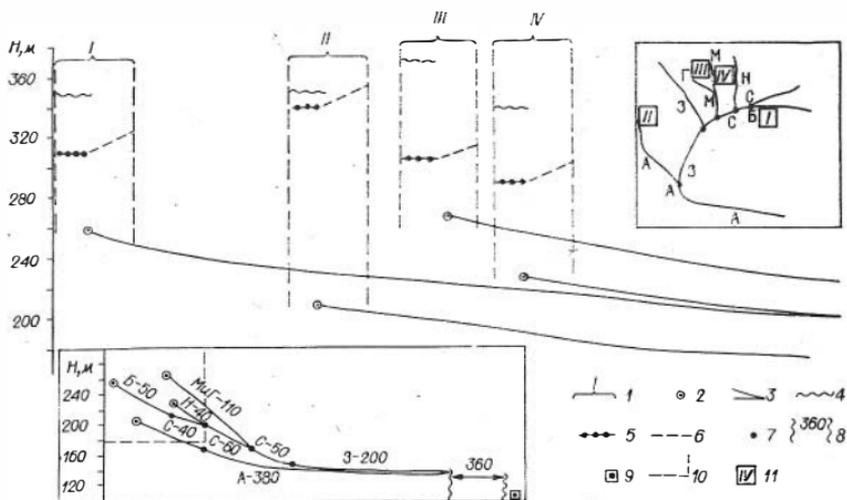


Рис. 1. Положение участков аккумулятивно-денудационной равнины в окраинных частях Амуро-Зейской депрессии.

1 — положение и номер района; 2 — отметка уреза основной водной артерии, относящаяся к центру каждого из районов; 3 — схематичные продольные профили рек; 4 — высота максимального для района уровня аккумуляции; 5 — высота нормального для района уровня аккумуляции; 6 — высота денудационных участков; 7 — устья рек; 8 — расстояние от Хинганских ворот до устья Зен по длине Амура, км; 9 — положение общего базиса эрозии (Хинганские ворота); 10 — контур, вынесенный в увеличенном масштабе; 11 — контуры речной сети. А-380 — индексы рек (А — Амур, З — Зей, С — Селемджа, Б — Бысса, Н — Нора, М — Мамын, Г — Гать) и их длины, км.

различны и зависят от орографии, литологии и предшествующей истории развития рельефа.

Таким образом, на значительной территории Амуро-Зейской депрессии к началу второй половины плейстоцена была сформирована единая аккумулятивно-денудационная равнина.

На рис. 1 показаны высотное распределение и взаимное соотношение аккумулятивных и денудационных белогорских уровней в пределах четырех районов, расположенных по периферии Амуро-Зейской депрессии.

Внутри каждого района сохранившиеся фрагменты аккумулятивно-денудационной равнины образуют отчетливо выраженный единый «нормальный» (наиболее распространенный) уровень с колебаниями высот не более 20—25 м (а для аккумулятивных поверхностей и того меньше). Только на отдельных участках на границе с низкогорьями наблюдаются аккумулятивные и связанные с ними денудационные белогорские поверхности, расположенные значительно выше, что в I, III и IV районах, безусловно, связано с дифференцированными послебелогорскими тектоническими движениями.

Для всего региона в целом характерно отсутствие связи высот сохранившихся фрагментов равнины с уклонами долин или с расстояниями до общего базиса эрозии (Хинганские ворота). Очевидно, что существующие довольно слабые различия высот объясняются приуроченностью анализируемых районов к разным структурам, испытывавшим дифференцированные движения в позднем плейстоцене и голоцене.

Сказанное позволяет считать, что к началу средне-позднеплейстоценовой активизации тектонических движений высоты аккумулятивно-денудационной равнины на огромных пространствах рассматриваемого региона были близкими. Их колебания не превышали, по всей видимо-

сти, первых десятков метров (от центра депрессии к периферии), что служит еще одним несомненным доказательством подпорного режима формирования равнины.

В указанных условиях, там, где аккумуляция перекрывала между-речья, создавалась благоприятная ситуация для перестроек речной сети.

Начавшееся во второй половине среднего плейстоцена поднятие, охватившее всю Амуро-Зейскую депрессию и прилегающие к ней горные массивы, привело к формированию современной гидросети. На «собственно» аккумулятивной равнине современная эрозионная сеть закладывалась в сторону естественного наклона поверхности. Этим, в частности, объясняется отсутствие четко выраженной связи ориентировки долин низких порядков с зонами тектонических нарушений. В пределах сопочных массивов речная сеть более консервативна, самый распространенный тип перестроек — внутриваловый, при этом коренных изменений в плановом очертании речной сети, однако, не произошло. Смещение (в плане) долин в пределах пойм и врезание рек на новом месте отмечаются на многих участках. В результате такой перестройки многочисленные фрагменты древних долин не использовались современной речной сетью.

Выделяются три типа древних долин по их соотношению с современной речной сетью — расположенные: 1) высоко над днищами современных долин, 2) за пределами их и 3) в их пределах (рис. 2).

Таким образом, соотношения глубин врезов трех эрозионных циклов на разных участках Амуро-Зейской равнины неодинаковы и зависят от удаления от основного базиса эрозии (долины Амура). Современный врез вблизи Амура, как правило, превышает древний, на удалении — наоборот. Однако эта наиболее общая закономерность нередко

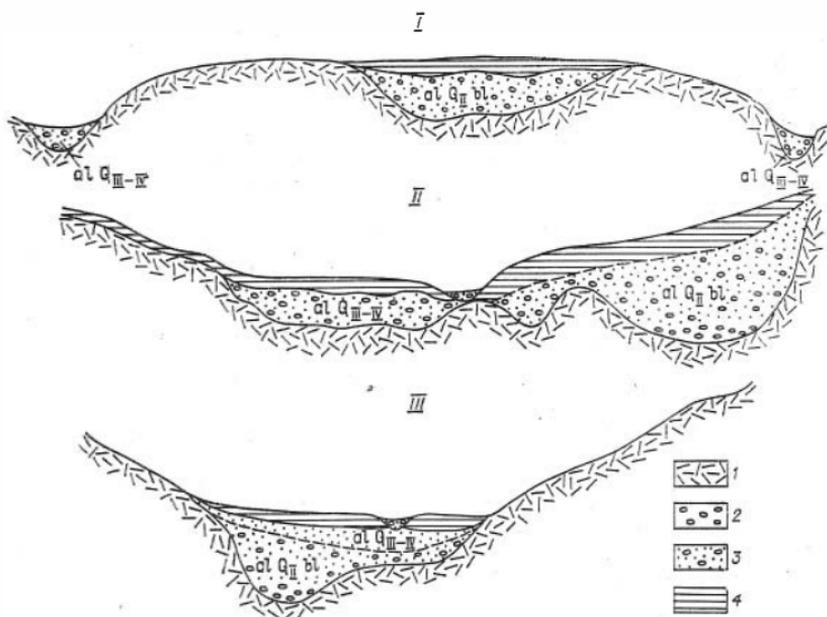


Рис. 2. Типы древних долин.

1 — коренные породы; 2 — галечники; 3 — пески с галькой; 4 — глины.

нарушается на участках, испытавших дифференцированные поднятия в послебелогорское время, или из-за особенностей литологического строения.

ЛИТЕРАТУРА

- Кадетов О. К. Вершинные поверхности Норо-Мамынского междуречья (Амуру-Зейская депрессия).— «Геоморфология», 1976, № 1.
- Логинова И. Э., Махова Ю. В. Плейстоценовые озерные осадки севера Амуру-Зейской равнины.— В кн.: История озер в плейстоцене. Л., 1974.
- Чемехов Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В. Стратиграфия рыхлых отложений Амуру-Зейской депрессии.— «Сов. геол.», 1960, № 2.

А. М. Короткий

О СООТНОШЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО И КЛИМАТИЧЕСКОГО ФАКТОРОВ В ПОЗДНЕКАИНОЗОЙСКОМ РАЗВИТИИ РЕЧНЫХ ДОЛИН СИХОТЭ-АЛИНЯ И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

Идеи А. Пенка и В. Зергеля о решающем влиянии климатических колебаний квартера на чередование фаз эрозии и аккумуляции в речных долинах обладают определенной притягательной силой, так как позволяют объяснить механизм накопления избыточных мощностей аллювия и формирование аккумулятивных террас в горных областях. Однако в среде геологов-четвертичников вплоть до настоящего времени идут споры о характере этого влияния и его соотношении с тектоническими процессами в разнопорядковых флювиальных системах. Остается неясной соответственно и природа террасовой лестницы как отражение чередования фаз эрозии, транзита и аккумуляции наносов в речных долинах. Эти разночтения роли тектонических и климатических процессов в формировании рельефа речных долин нашли свое отражение в следующих положениях.

1. Климатическое влияние наиболее значительно в эрозионных системах низкого порядка и быстро ослабевает по мере увеличения водности потоков (Борсук, Симонов, 1977).

2. В бассейнах рек предпочтительнее роль тектонических процессов, климат — осложняющий фактор (Рагозин, 1960; Лебедев, Шубин, 1976; Воскресенский, 1977; и др.).

3. При крупных колебаниях климата существенны значительные изменения баланса наносов в речной системе и коренные перестройки геоморфологических процессов в бассейнах рек, особенно в зонах с аридным и семиаридным климатом (Шанцер, 1954; Волков, 1967; Вольдштедт, 1955; Карташов, 1972; Лаврентьев, 1972).

Степень влияния климата на рельефообразование в речном бассейне неодинакова для равнинных и горных территорий, а в последнем случае — в областях развития четвертичных оледенений и за их пределами. При значительной интенсивности эрозионных процессов в местах активного воздымания, как, например, в горах Средней Азии, совершенно очевидна превалирующая роль в формировании рельефа речных долин тектонического фактора. Сложнее устанавливается это соотношение в средневысотных горах зоны с умеренно-теплым гумидным климатом, особенно вне районов развития четвертичных оледенений. Здесь при относительно незначительной интенсивности тектонических процессов видимый эффект климоморфогенеза в речных долинах затушеван

вследствие мощной растительности на склонах, которая в данном случае выступает как активный регулятор баланса наносов в речной долине (помимо геоморфологического и гидрологического факторов).

В качестве объекта для выяснения роли тектоники и климата в длинном морфогенезе рассматриваются Сихотэ-Алинь и Восточно-Маньчжурские и сопредельные с ними межгорные впадины (Уссури-Ханкайская и Япономорская). Рельеф этих горных стран практически не затронут ледниковыми процессами, но климат холодных эпох плейстоцена был настолько суров, что здесь перигляциальные явления получили широкое развитие даже в нижнем поясе гор (Соловьев, 1963; Короткий, 1975). Поэтому можно предполагать, что в речных долинах Сихоте-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор направленность геоморфологических процессов в эпохи климатических оптимумов и минимумов антропогена резко менялась. Столь четкое действие разных типов климоморфогенеза в этих горных системах обеспечивается их положением в умеренных широтах ($40-50^\circ$ с. ш.), где климатические смены в плейстоцене были особенно контрастными по сравнению с более южными и северными территориями, на которых зональный тип рельефообразующих процессов обладал большей устойчивостью.

Детальное изучение стратиграфии аллювиальных разрезов позднего кайнозоя на территории Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья (Короткий, Караулова, 1975) позволило в первом приближении оценить взаимопроникающее влияние тектоники и климата в процессе формирования рельефа речных долин этой территории. Установлено, что морфологически выраженные уровни рельефа (террасы и аккумулятивно-денудационные поверхности) и погребенные поверхности аккумуляции, отвечающие определенным этапам развития речных долин, имеют плиоцен-четвертичный возраст (Короткий, Караулова, 1975). Выделяемые ранее в среднем Сихотэ-Алине миоценовые террасы (Бурдэ, 1960) оказались откопанными из-под базальтов древними поверхностями или оторванными от плиоцен-четвертичной речной сети днищами долин на участках перестроек речной сети в допозднемиоценовое время.

Как было установлено ранее, пространственное соотношение экспонированных террас и погребенных поверхностей аккумуляции в пределах горных территорий и впадин определяется в целом знаком и интенсивностью тектонических движений*. В соответствии с этим здесь выделяются три крупные зоны (Короткий, 1972).

I. Зона преимущественных опусканий с суммарной мощностью позднекайнозойского разреза (N_2-Q) от 100 до 240 м, характеризующаяся развитием цикловых террас: плиоценовой ($N_2^{2-3} - 40 - 60$ м) и позднечетвертичной (Q_{III}^4 3—4 м). Пространственно охватывает Уссури-Ханкайскую впадину, краевые части Сихотэ-Алиня и Восточно-Маньчжурских гор, включая узкую полосу побережья в северо-западном секторе Японского моря.

II. Тектонически стабильная зона, или «зона нулевых градиентов» (Чемяков, 1964), в речных долинах которой при умеренных мощностях отдельных пачек аллювия (до 20—30 м) формируется комплекс прислоненных террас. Отмечается постепенное закономерное погружение в направлении зоны I под уровень голоцен-позднечетвертичной аккумуляции в среднем течении магистральных рек средне-, а ниже по долинам—раннечетвертичной террасы. Лишь плиоценовый уровень полностью пересекает зону и переходит в пределы зоны преимущест-

* Рассматривая возникшую ситуацию как результат действия тектонических процессов, автор исходит из классической интерпретации эрозионных врезов в горах и повышенных мощностей аллювия во впадинах. Однако не исключено, что эти особенности эрозии и аккумуляции в речных бассейнах могут быть объяснены путем анализа баланса вещества в пределах крупных морфосистем.

венных опусканий. В прибрежной зоне, где средние уклоны днищ долин более велики, чем на западном Сихотэ-Алине, зона II выражена нечетко. Ширина ее здесь находится строго в соответствии с уклоном современных русел.

III. Зона преимущественно восходящих движений, охватывающая Центральный Сихотэ-Алинь и большую часть его восточного склона, а также среднегорья Восточно-Маньчжурских гор. В речных долинах этой зоны развита лестница террас, из которых наиболее высокие (до 80 м — IV—VI НПТ) по строению докольные, а низкие (до 10—15 м — I—III НПТ) преимущественно аккумулятивные прислоненного типа. Отмечаемые различия в общей высоте террасовой лестницы Западного (до 40 м) и Восточного Сихотэ-Алиня (до 80 м) находятся в соответствии с интенсивностью эрозионных процессов и объясняются асимметрией долин Сихотэ-Алиня.

Позднекайнозойский этап развития речных долин (в горах) и аккумулятивных равнин (во впадинах) отличается большим своеобразием по сравнению с ранним кайнозоем. Геоморфологически речные долины в пределах выделенных зон развивались на последнем этапе в условиях малой дифференциации тектонических движений: наблюдается выполнение осадками предплиоценовых и предчетвертичных эрозионных долин вне активной внешней связи с тектоническими структурами раннего кайнозоя ($Pg - N_1^2$). Для позднекайнозойского комплекса долинных осадков ($N_2 - Q$) I и II зон характерны широкое площадное распространение, сравнительно малая мощность отдельных осадочных ритмов (до 100—120 м) и большая, чем в олигоцене — среднем миоцене, грубообломочность разреза. Предполагается, что данные особенности осадконакопления во впадинах и террасообразования в горных системах изучаемого района определялись генерализацией тектонической структуры на фоне общего погружения материковой окраины Восточной Азии, в пределах которой лишь центральные части горных сооружений испытывали умеренные восходящие движения. В целом на малую активность положительных движений указывают и небольшие амплитуды предчетвертичных и четвертичных эрозионных врезов (до 80—120 м), в то время как в горных системах юга Сибири и Северо-Востока они составляли 300—400 м (Ивановский, 1967; Хворостова, 1970). В этих условиях направленноритмичные изменения климата позднего кайнозоя, выраженные в чередовании холодных и теплых эпох и сопряженные с крупными гляциоэвстатическими колебаниями уровня Мирового океана (опосредованное выражение изменений климата), наложили отпечаток на формирование рельефа речных долин.

Анализ структуры террасовых рядов в III зоне и соотношений мощностей разновозрастного аллювия в I и II зонах показал четкое действие закона факторной относительности (Маккавеев, 1971). В соответствии с этим климатические изменения в наибольшей степени повлияли на процесс формирования рельефа речных долин в верхних и средних участках гидрографической сети, а в нижнем течении магистральных рек, дренирующих I зону, четко проявилась реакция на колебание уровня приемного бассейна (см. рисунок).

В целом особенности долинного морфогенеза, обусловленные климатическими осцилляциями плейстоцена, могут быть сведены к следующему.

1. Увеличение мощности аллювия в разрезах четвертичных террас от нижнего плейстоцена к голоцену (с 3—5 до 15—20 м).

2. Изменение геоморфологического типа речных террас: верхний комплекс ($Q_I - Q_{II}$) по строению преимущественно цокольный, нижний ($Q_{III} - Q_{IV}$) — аккумулятивный. Максимальные мощности аллювия в разрезах аккумулятивных террас, формировавшихся по констративному типу, соответствуют холодным фазам конца среднего и позднего плей-

Система	Отдел	Горизонты и слои	Уссури-Ханкайская депрессия	Прибрежная зона	низкогорные долины	Горные районы
Н	Долен	О ₂ Верхнедолевые	Аккумуляция асфальто-глинистых выделений	Средняя аккумуляция	Средняя аккумуляция	Крупносортовые долины
		О ₁ Среднедолевые	Песчаная аккумуляция с прослоями глинами	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция	Средняя аккумуляция
		О ₁ Нижнедолевые	Аккумуляция глинистых выделений	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Палеозойские слои	Аккумуляция глинистых выделений	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
Ц	Плещоцен	О ₂ Чернышневский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₂ Давыдовский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Наздвинский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Ледниковый	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
С	Верхний пещоцен	О ₄ Веземский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₃ Сунчакский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₂ Шалаковский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Ханкайский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
И	Средний пещоцен	О ₂ Рудневский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Уссурийский	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Верхнедолевые	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Нижнедолевые	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
П	Нижний пещоцен	О ₂ Верхняя подсвета	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Нижняя подсвета	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Нижняя подсвета	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция
		О ₁ Нижняя подсвета	Взрыво-болотная аккумуляция (мошность до 8 м)	Аккумуляция в речных долинах (мошность до 8 м)	Усредненная аккумуляция	Усредненная аккумуляция

Чередование фаз эрозии и аккумуляции в разнорядковых речных системах Сихотэ-Алия и Юго-Западного Приморья.

стоцена. С теплыми эпохами совпадает накопление маломощных пачек перстративного, а местами инстративного аллювия, вероятно отвечающего эрозионному расчленению днщ речных долин.

3. Общее уменьшение интенсивности глубинного эрозионного врезания в речных долинах III зоны от нижнего плейстоцена к голоцену. По существу, эрозионные днища магистральных долин возникли в среднем плейстоцене (долины рек Партизанская, Киевка, Аввакумовка и др.). Вся последующая история их свелась к формированию аккумулятивных террас в холодные эпохи плейстоцена и их расчленению в эпохи климатических оптимумов*.

4. Не исключено, что прогрессирующее похолодание климата в плейстоцене явилось одной из причин постепенного сужения днщ речных долин в пределах разновозрастных срезов. Изменение режима аккумуляции в горных долинах (преобладание констративного) и усиленный вынос обломочного материала в магистральные долины низкопорядковыми притоками привели к ослаблению боковой эрозии, с которой связано расширение днщ долин;

5. Вероятно, общим похолоданием климата обусловлены огрубение долинного комплекса осадков и увеличение в его структуре доли аллювия низкопорядковых водотоков и пролювия.

Похолодание климата, влияющее на баланс наносов в речных долинах III зоны, находится в прямой зависимости от уклонов русел рек, что подтверждается большими мощностями «холодного» аллювия в речных долинах западного склона Сихотэ-Алиня и преобладанием здесь аккумулятивных террас. Особенно четко эта закономерность действует в низкопорядковой и ложковой сетях. С уменьшением общей амплитуды эрозионного вреза возрастают мощности рыхлых отложений в эрозионных формах.

Анализ осадочной линзы, выполняющей речные долины Уссури-Ханкайской впадины, позволяет рассматривать климат как фактор, малозначительный при изменении структуры разреза в нижнем — среднем плейстоцене, но в какой-то мере усложняющий соотношения мощностей «теплых» и «холодных» осадков и их фациального состава на поздних этапах осадконакопления (верхний плейстоцен — голоцен). Почти полное отсутствие в разрезе впадины отложений, отвечающих климатическим оптимумам верхнего плейстоцена и голоцена, позволяет считать эти фазы как перерывы в осадконакоплении, связанные с исчезновением или значительным сокращением площади оз. Ханка. Поэтому I надпойменная терраса магистральных долин I и II зон рассматривается как результат оживления глубинной эрозии в эпоху голоценового климатического оптимума. В позднем голоцене начался новый цикл аккумуляции, который привел к тому, что вблизи речных русел позднечетвертичный аллювий был уже перекрыт более молодыми осадками, вследствие чего в речных долинах I и II зон возникла морфологически единая, но разновозрастная аккумулятивная терраса.

Колебания уровня Японского моря, гляциозвстатическая природа которых доказана по крайней мере для верхнего плейстоцена — голоцена, можно рассматривать как опосредованное влияние на долинный морфогенез ритмично-направленных изменений климата. Понижение базиса эрозии в холодные эпохи плейстоцена приводили к расчленению аккумулятивного рельефа, возникшего при трансгрессиях Японского моря, по времени совпадающих с климатическими оптимумами верхнего плейстоцена и голоцена. Такие ритмические колебания базиса эрозии на фоне общего погружения материковой окраины Восточной

* Из этого правила имеются многочисленные исключения, но в основном они, кроме бассейна р. Рудной, отвечают либо зонам интенсивной эрозии на участках излияния базальтов, либо совпадают с местами перестроек речной сети.

Азии в плейстоцене привели к формированию в переуглубленных крупнопорядковых долинах прибрежной зоны сложного построенного геологического разреза (мощностью до 60—70 м), состоящего из прислоненного ряда разновозрастных пачек аллювиально-морских осадков, разделенных поверхностями размыва.

В низкопорядковой сети периодические колебания уровня моря служили причиной возникновения локальных террас регрессивного типа. Понижение уровня моря вызывало эрозионный врез в приустьевых частях долин, который затухал в средней и верхней областях этих бассейнов. Чередование фаз эрозии и аккумуляции здесь подчинялось в основном климатической ритмике плейстоцена. Помимо этого, в низкопорядковых долинах, впадающих в Японское море на участках интенсивной абразии, отмечается и геоморфологический феномен — эрозионный врез в эпохи трансгрессий. Возникновение локальных террас в таких случаях объясняется укорачиванием в ходе абразии водосборных бассейнов, увеличением средних уклонов и оживлением глубинной эрозии.

Таким образом, в разных тектонических зонах Сихотэ-Алиня и сопредельных с ним территорий соотношения тектоники и климата в долинном морфогенезе различны.

1. В зонах устойчивого погружения, на фоне общего интенсивного осадконакопления в магистральных долинах, впадающих в Японское море, крупные колебания базиса эрозии привели к формированию серии прислоненных пачек аллювиально-морских осадков. В Уссури-Хайкайской впадине климатические изменения, выразившиеся в сокращении площади оз. Ханка в теплые эпохи позднего плейстоцена — голоцена, приводили к кратковременным эрозионным врезам.

2. В зоне устойчивого воздымания долинный морфогенез на ранних этапах определялся тектоническим поднятием, приведшим к образованию высоких цокольных террас, на поздних — под влиянием климата глубинная эрозия замедлилась и возник комплекс прислоненных аккумулятивных террас.

3. В наибольшей мере климатические осцилляции плейстоцена повлияли на долинный морфогенез в бассейнах рек I—IV порядков, дренирующих зону «нулевых градиентов».

ЛИТЕРАТУРА

- Борсук О. А., Симонов Ю. Г. Пути решения задач мелиорации земель, расположенных в речных долинах.— В кн.: Речные системы и мелиорация. Ч. I. Новосибирск, 1977.
- Бурдэ А. И. Неогеновые и четвертичные отложения бассейна р. Нанцы.— В кн.: Информационный сборник Приморского геологического управления, № 1. Владивосток, 1960.
- Волков И. А. Новое в изучении следов деятельности рек и изменений климата.— В кн.: Методы геоморфологических исследований. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Воскресенский С. С. Неоднократная смена врезания заполнением — основная особенность речных долин.— В кн.: Речные системы и мелиорация. Ч. I. Новосибирск, 1977.
- Вольдштедт П. Уровни межледниковых трансгрессий в Северо-Западной Европе как показатели тектонических и изостатических движений.— В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода. М., ИЛ, 1955.
- Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. М., «Наука», 1967.
- Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М., «Наука», 1972.
- Короткий А. М. К четвертичной истории развития рельефа Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Короткий А. М. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Южного Приморья.— В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.

- Короткий А. М., Караулова Л. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья.— В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока СССР. Владивосток, 1975.
- Лаврентьев А. И. К неотектонической интерпретации материала изучения речных террас.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Лебедев С. А., Шубин Г. А. Основные этапы углубления и выполнения речных долин и палеогеографические обстановки формирования аллювиальных толщ.— В кн.: Геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток, 1976.
- Маккавеев Н. И. Вопросы эрозии и стока. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Рагозин Л. А. Особенности неотектоники долины р. Енисей от г. Красноярска до устья р. Большой Пит.— В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М., Геогеолтехиздат, 1960.
- Соловьев В. В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Хворостова З. М. Геоморфология бассейна верховьев р. Колымы. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Чемков Ю. Ф. Происхождение и развитие поверхностей денудационного выравнивания в складчатых областях.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1954.

С. С. Осадчий

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНОЙ СЕТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ВОСТОЧНОГО САЯНА В СВЕТЕ ПРОБЛЕМЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

Усилиями многочисленных исследователей история развития рельефа Восточного Саяна изучена относительно хорошо. Однако многие стороны геоморфологической летописи развития этого региона до сих пор остаются разработанными недостаточно. В настоящей статье кратко излагаются новые данные, полученные автором в результате многолетних полевых работ в пределах территории, охватывающей верхнюю часть бассейнов рек Гутара, Бирюса и Уда.

Морфоструктуры. Морфоструктурное устройство изучаемой территории определяется характером неотектонических движений, обусловивших формирование морфоструктур разных порядков. На фоне восточносаянского поднятия — морфоструктуры I порядка — выделены морфоструктуры II, III и IV, V порядков. К морфоструктурам II порядка отнесены средневысокие глыбовые горы и низкогорье При-саянья. В морфоструктурах I порядка по амплитудам поднятия и истории формирования выделены две морфоструктуры III порядка: Дер-бинское и Гутаро-Бирюсинское поднятия, объединяющие, в свою очередь, морфоструктуры IV и V порядков (см. рисунок). Морфоструктуры III порядка идентифицированы с морфоструктурами внутренней и внешней зон. Большинство отрицательных и «переходных» морфоструктур приурочено к породам слабой устойчивости, а положительных — к выходам устойчивых пород. В обеих зонах морфоструктур вдоль долин рек выделяются эрозионные котловины, придающие долинам четкое строение. Котловины приурочены к отрицательным и переходным морфоструктурам, точнее, к контактам их с положительными.

Аллювий древних речных долин. Преимущественно в отрицательных морфоструктурах под днищами и в цоколях низких террас современных речных долин местами залегают древние аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения. Эти отложения сильно вы-

Внутренняя зона морфоструктур характеризуется высоким показателем расчлененности ($0,64 \text{ км/км}^2$). Нерасчлененные участки наблюдаются здесь в виде локальных пятен (до $1-3 \text{ км}^2$), площадь которых составляет $20-22\%$ от общей.

Внешняя зона отличается от внутренней более низкой степенью ($0,53 \text{ км/км}^2$) расчленения и ярко выраженной концентрацией нерасчлененных поверхностей в обширные поля площадью 15 км^2 и более. Нерасчлененных площадей здесь до $35-37\%$.

С границей морфоструктурных зон совпадает полоса максимальной ($0,94 \text{ км/км}^2$) расчлененности. Выровненные участки здесь редки.

Коры выветривания. Исследованиями установлено относительно широкое развитие кор выветривания. Продукты коры выветривания залегают в различной геоморфологической обстановке преимущественно под динщами современных и древних долин на склонах и террасах, вне зависимости от морфоструктурной приуроченности этих элементов рельефа. В пределах водораздельных пространств коры выветривания наиболее широко распространены в отрицательных и переходных морфоструктурах внешней зоны, местами известны локальные участки и в положительных морфоструктурах, в частности Хайламинской, Хормо-Бирюсинской и др. Под долинами коры выветривания залегают *in situ* и «выполняют» относительно крупные чашеобразные углубления, своеобразные резервуары подземных вод, которые в значительной степени регулируют поверхностный сток рек в сухое время года (реки Сухой и Мокрый Миричуны, Хорма, Мал. Бирюса и др.).

Террасовые уровни. Среди террас по высоте цоколей врезания над руслом выделяются самые различные — от $1-3$ до $100-110 \text{ м}$. Структурно-геоморфологический анализ показывает, что террасы рек группируются в определенные уровни (ряды), которые испытывают постепенное понижение вниз от верховий. $100-120$ -метровые (верхнезооплейстоценовые) террасы понижаются от внутренней зоны к границе гор до 80 м , 80 -метровые — до 60 м , $45-50$ -метровые — до $30-40 \text{ м}$, $35-40$ -метровые — до 30 м и т. д. Между террасовыми рядами нередко локальные террасы. Цоколи и поверхности террас с учетом отмеченного выше снижения в смежных положительных и отрицательных морфоструктурах не деформированы. Особенно наглядно это видно по террасам среднего уровня ($30-40 \text{ м}$), который наиболее сохранен вдоль долин, «пронизывает» положительные и отрицательные морфоструктуры.

Террасы высокого комплекса, особенно во внутренней зоне морфоструктур, превращены процессами педиментации в денудационные поверхности (Осадчий, 1974). Линии осредненных высот этих поверхностей испытывают ту же тенденцию к снижению, что и террасы с аллювием, — к внешней зоне, где локально наблюдаются их участки с сохранившимся аллювием.

Продольные профили русел рек. Детально исследован продольный профиль русла р. Бол. Бирюса в пределах гор. Для профиля характерны «параболичность» и «нормальность», что позволяет с известной мерой условности относить его к выработанным равновесным профилям. Топографический профиль достаточно хорошо совпадает с его теоретическим аналогом, рассчитанным по формуле Г. П. Бутакова. На профиле выделяются две крупные отрицательные аномалии, одна из которых пространственно совпадает с наиболее поднятыми морфоструктурами внутренней зоны (верховья), а другая — с положительными и отрицательными морфоструктурами внешней зоны. Положительная аномалия также охватывает морфоструктуры разной интенсивности поднятий. Анализ показывает, что границы крупных аномалий профиля в основном не совпадают с границами морфоструктур, а знак аномалий не всегда отвечает представлениям о приуроченности положи-

тельных аномалий к зонам поднятий, а отрицательных — к зонам опусканий (Волков, 1964, 1970; и др.).

По временному соотношению профиля с подстилающими коренными породами выделяются участки, в пределах которых: 1) профиль не достигает уровня древнего тальвега, 2) современный профиль совпадает с древним и 3) современный профиль врезан больше, чем древний. В последнем случае продольный профиль русла четко реагирует на изменения литологического состава коренных пород, на зоны трещиноватости (разломы), играющие роль литогенных неоднородностей. Эта реакция выражается в мелкой ступенчатости, осложняется, кроме того, руслодинамикой потока.

Из анализа вышеприведенных и других данных вытекают следующие выводы.

Неотектонический этап включает в себя две неравнозначные по времени и различные по характеру проявления стадии неотектонических движений: 1) олигоцен-эоплейстоценовую (сводово-блоковую) и 2) верхнеэоплейстоцен-плейстоценовую (сводовую), — разделенные стадией неотектонической стабилизации.

Олигоцен-эоплейстоценовая стадия горообразования — первая и главная в кайнозое стадия неотектонических поднятий. С ней сингенетически и синхронно связаны морфоструктуры, выраженные в современном рельефе. Эта стадия превосходит по масштабам и последствиям верхнеэоплейстоцен-плейстоценовую. Она характеризуется, в особенности вторая ее половина, движениями сводово-блокового характера. Последние классифицируются как рифтогенные, но достигшие «байкальской» стадии. Реализация тектонической структуры в блоковые морфоструктуры (Флоренсов, 1961, 1971; Кашменская, 1969) обусловлена прогрессивным и длительным сводообразованием, высокой степенью тектонической трещиноватости пород. Олигоцен-верхне-неогеновый свод достиг такой кривизны, при которой, видимо, «стали неизбежными блоковые перемещения масс» (Мазилев, 1972, с. 97). Эти движения определили не только общий характер, но и пространственно неоднородное, дифференцированное положение и основные морфологические черты существующих ныне морфоструктур. С этой стадией идентифицируется главная стадия врезания рек: с ней связаны основные черты глубинной и плановой эрозионной расчлененности территории — формирование древней речной сети.

Главная стадия отделена от последующей, более слабой по интенсивности проявления тектонических движений верхнеэоплейстоцен-плейстоценовой, временем ослабления тектонической активности, своеобразным эрозионно-тектоническим «межстадиалом», верхний возрастной рубеж которого находится, видимо, на уровне начала верхнего эоплейстоцена. В течение «межстадиала» продолжалось интенсивное химическое выветривание, захватившее аллювий рек главной стадии. В условиях создавшегося к началу «межстадиала» высокоподнятого расчлененного и тектонически слабоактивного рельефа эрозионно-денудационные процессы привели к заполнению межгорных депрессий и речных долин грубыми аллювиальными и аллювиально-пролювиальными осадками (молассаами) мощностью не менее 150 м. В межгорных депрессиях и речных долинах образовалась единая аккумулятивная поверхность, под отложениями которой оказались погребенными речные долины и их террасовые комплексы, генетически связанные с главной стадией врезания (поднятия). Эта аккумулятивная поверхность служила базисом денудации для долинной (ныне придолинной) поверхности педипланы.

На протяжении новой, верхнеэоплейстоцен-плейстоценовой, стадии движения носят сводовый характер. Блоковые движения не проявляются. Об этом свидетельствуют: 1) пространственное распределение

террас — уменьшение амплитуд поэтапного врезания от верхних террас к нижним и от центральных частей свода к его периферии; 2) одновысотность цоколей и поверхностей террас в смежных положительных и отрицательных морфоструктурах (отсутствие деформаций террас); 3) возрастающая степень сохранности аллювия на террасах в направлении от внутренней зоны морфоструктур к внешней; 4) постепенное (слабое) увеличение вниз по долинам мощности аллювия на террасах и в поймах; 5) «нормальный» характер продольных профилей транзитных рек; 6) глубокая унаследованность современного плана гидросети от более древнего; 7) повсеместная выработка педиментов (Осадчий, 1974) и др. Для этой стадии характерен также общий спад тектонической активности. Четко выраженная дифференциация морфоструктур в пространстве представляется реликтовой, генетически связанной в основном с завершающими этапами главной стадии горообразования.

Полученные выводы не противоречат представлениям о сводово-блоковом типе неотектонических движений в горах Южной Сибири (исключая представления о все усиливающихся вертикальных блоковых движениях на протяжении плейстоцена). Для неотектонического этапа сводово-блоковый характер движений доказан многими исследователями и подтверждается нашими данными. Однако по отношению к последней, верхнеэоплейстоцен-плейстоценовой, стадии подобного подтверждения нет. С. С. Воскресенский (1968) считает, что на равнинах дочетвертичные реки были врезаны на большую глубину, чем современные. Полученные нами результаты позволяют сказать то же самое и по отношению исследованной части Восточного Саяна. В этом плане чрезвычайно важны данные Л. С. Миляевой (1969), которая пишет: «...при несомненном преобладании выноса материала (реками Восточного Саяна)* мы не можем говорить о значительном эрозионном врезе, поскольку современные тальвеги долин находятся на одном уровне с уровнем эрозионного врезе в конце раннечетвертичной эпохи» (с. 300). По-видимому, плейстоценовые блокоформирующие напряжения «мигрировали» к юго-востоку, мобилизовались в Байкальской «донные высокогорной области, включая в нее южную часть Восточного Саяна» (Флоренсов, 1961, с. 10; Флоренсов, Логачев, 1975), где в плейстоцене продолжается формирование миниатюрных впадин и свежих сбросовых уступов (Солоненко, 1975; Логачев, Лопатин, 1976).

Эти выводы согласуются также с представлениями о падении общей тектонической активности Восточного Саяна (Солоненко, 1975), низкой сейсмичности территории (Хромовских и др., 1975; Вопросы..., 1975; Сейсмичность..., 1975; Голенецкий, 1976), понижении теплового потока на этапе неоген-четвертичного орогенеза и др. Вторая стадия неотектонического развития сопровождается формированием новых типов морфоскульптур, или их тектоно-климатических модификаций: денудационной, ледниковой, криогенной, флювиальной, а также ослаблением процесса развития карстовой морфоскульптуры и др.

Предположение об отсутствии блоковых движений в пределах исследованной территории на протяжении верхнеэоплейстоцен-плейстоценовой стадии выдвигает ряд проблем, решение которых не входит в нашу задачу. Отметим лишь, что изложенный фактический материал подтверждает давно известное представление о своеобразном развитии рельефа в плейстоцене (Марков, 1948; Tricart, 1966; Воскресенский, 1968; Беспальный, 1973; и др.) и дает возможность объяснить многие геоморфологические явления нетектоническими факторами рельефообразования на ранее созданной структурно-тектонической и морфоструктурной основах.

* Курсив наш.— С. О.

- Беспалый В. Г. Террасовые ряды и некоторые аспекты их изучения.— «Докл. АН СССР. Геология», 1973, т. 212, № 5.
- Волков Н. Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1964, № 2.
- Волков Н. Г. Карты изодиф.— В кн.: Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях. М., «Недра», 1970.
- Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., «Наука», 1975.
- Воскресенский С. С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР.— В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1968.
- Голенецкий С. И. Землетрясения Прибайкалья.— В кн.: Землетрясения в СССР в 1972 г. М., «Наука», 1976.
- Кашменская О. В. Морфоструктурный анализ горных стран (на примере Алтае-Саянской горной области).— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Ч. II. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Логачев Н. А., Лопатин Д. В. Материковый рифтогенез и рельеф.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М., «Наука», 1976.
- Мазиллов В. Н. Условия формирования третичных отложений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1972.
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., ОГИЗ, 1948.
- Мещеряков Ю. А. Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Мысль», 1972.
- Миляева Л. С. Восточный Саян.— В кн.: Алтае-Саянская горная область. М., «Наука», 1969.
- Осадчий С. С. Долинные педименты в верховьях Большой и Малой Бирюсы (Восточный Саян).— «Геоморфология», 1974, № 2.
- Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Солоненко В. П. Сейсмоструктура и эволюция Байкальской рифтовой зоны.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975.
- Флоренсов Н. А. О молодых тектонических движениях в рельефе Восточно-Сибирских нагорий.— В кн.: Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири. Вып. 3. Иркутск, 1961.
- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях.— «Геоморфология», 1971, № 2.
- Флоренсов Н. А., Логачев Н. А. К проблеме Байкальского рифта.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1975, № 3.
- Хромовских В. С., Солоненко В. П., Курушин Р. А., Жилкин В. М. Макросейсмические сведения о землетрясениях Восточного Саяна, Южного Прибайкалья и Северной Монголии.— В кн.: Сейсмоструктура и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Tricart J. Paleoclimats et terrases quaternaires.— «Compt. rend. Soc. Geol. France», 1966, N 5.

В. М. Белоусов

ДРЕВНИЕ ДОЛИНЫ БАССЕЙНОВ РЕК БОДАЙБО И ЭНГАЖИМО

Настоящая работа посвящена выявлению и изучению древних водораздельных долин южной части Ленского района. История этого вопроса восходит к началу нашего века, когда А. П. Герасимовым (1903) были выделены несколько широтных долин в бассейнах рек Бодайбо и Энгажимо. Позже к этому возвращались А. Р. Бурачек (1952) и многие другие исследователи.

Выделению фрагментов древней водораздельной сети и их группировке в возрастные комплексы предшествовало изучение поэтапности формирования новейшей структуры и связанной с ней истории развития рельефа. Особенности новейшей структуры, согласно схеме А. Г. Золотарева (1968), определили общий наклон топографической поверхности с севера на юг, что не могло не отразиться на формировании плана долинной сети и общего направления стока. Однако от-

меченный наклон поверхности сложился в позднеплиоцен-плейстоценовое время.

Нами решалось два вопроса — сколько имелось крупных фаз поднятий в течение новейшего тектонического цикла и, следовательно, сколько могло быть в истории развития рельефа рассматриваемой территории эрозионных врезов, перехватов и в конечном итоге — возрастных комплексов древних долин, и как изменялась морфология новейших структур, и каково было их влияние на эволюцию макрорельефа и в результате на развитие плана долинных систем. Выяснена морфология новейших структур в главных чертах и изучено изменение морфологии новейших структур в историческом аспекте, особенно в плиоцен-плейстоценовое время.

Судя по региональным познциям Н. А. Флоренсова (1960), Н. А. Логачева (1972) и А. Г. Золотарева (1968), нижняя возрастная граница новейших тектонических движений в пределах изученной территории восходит к эоцену и состоит из двух фаз — позднепалеогеновой и наиболее активной позднеплиоцен-четвертичной.

Первая фаза новейших движений не увенчалась формированием обширных наклонов поверхности земли в каком-то определенном направлении. Образовались долинные системы в значительной степени в плане докайнозойских структур. Локальные новейшие структуры первой фазы, как показывает анализ неотектонической схемы, схемы изобазит III порядка и возрастных комплексов рельефа, образовали два субширотных прогиба: северный и южный (долина Витима), которые обусловили заложение вдоль них главных водных артерий того времени.

Во вторую фазу сформировался общий наклон топографической поверхности на юг, что должно было предопределить перестройку речной сети с субширотного на субмеридиональное направление. Условия, благоприятствующие становлению субширотного направления, в какой-то мере сохранились только вдоль Витима. В течение двух фаз неотектонического цикла на рассматриваемой территории определились участки интенсивных движений, благоприятные для перестройки планов долинной сети, а следовательно, и наличия остатков древней речной сети.

Фрагменты древних долин выделялись в процессе сопряженного изучения крупномасштабных топографических карт, аэрофотоснимков геологического строения, неотектонических и морфометрических схем и данных специальной геоморфологической съемки. Главная трудность состояла в разделении настоящих фрагментов древних долин и обычных седловин, в частности структурно-денудационного происхождения. Поэтому кроме общепринятых морфологических критериев для выделения фрагментов древних долин были использованы следующие признаки: явные признаки перехватов, например, в верховьях руч. Дагалдын; увязка отдельных близ расположенных фрагментов в единую систему участков древних долин (соответственно с неоструктурными и геоморфологическими особенностями); хорошо выраженная согласованность фрагмента по его геоморфологическому, плановому и высотному положению со звеньями уже восстановленных участков древней долинной сети того или иного возраста; наличие моренных отложений и ледниковых форм рельефа.

Выделение возрастных комплексов фрагментов древних долин вытекает из теоретических положений, разработанных А. Г. Золотаревым. Их сущность сводится к следующему: каждое тектоническое поднятие сопровождается активизацией глубинной эрозии. Последняя находит свое отражение в долинном рельефе и проявляется в двух формах: 1) в виде регрессивных врезов, которым соответствуют формирование цикловых террас и образование выпуклых переломов про-

дольного профиля водотоков; 2) в регрессивной эрозии, связанной с глубинной активизацией, вызывающей перехваты, обуславливающие перестройки речной сети и образование «отмерших» фрагментов долин, сохраняющихся длительное время в водораздельном рельефе. Следовательно, какому-либо возрастному комплексу фрагментов древних долин в современных долинах должны соответствовать: одна цикловая терраса и один выпуклый перелом продольного профиля реки. Это — главные критерии для региональной интерпретации данных теоретических основ.

В современном рельефе бассейнов рек Бодайбо и Энгажимо запечатлено пять интенсивных неотектонических поднятий и соответственно пять периодов энергичной активизации глубинной эрозии. Отсюда мы вправе считать, что в современном рельефе должно быть пять возрастных комплексов фрагментов древних долин. Их конкретное выделение осуществлялось по геоморфологическому положению каждого фрагмента в отдельности. Геологическая датировка комплексов соответствует возрасту тех этапов развития рельефа, в течение которых они формировались. Причем возрастные комплексы фрагментов старше как бы на один порядок тех поднятий и врезов, которым они обязаны своим происхождением. Выделены следующие возрастные комплексы: 1) мел-палеогеновый; 2) миоцен-ранне-среднеплиоценовый; 3) позднеплиоценовый; 4) раннеплейстоценовый; 5) ранний плейстоцен — середина позднего плейстоцена.

Больше всего фрагментов двух древних комплексов — второго и третьего, и чем моложе комплекс, тем меньше его фрагментов, что объясняется увеличением контрастности рельефа и формированием общего направления стока. Мел-палеогеновые же комплексы в силу их большой древности плохо выражены в современном рельефе, и их обнаружение возможно иногда лишь геологическими методами.

Изучение с палеогеоморфологических позиций пяти возрастных комплексов позволило реконструировать историю развития древней долинной сети. Установлено, что план ее контролируется двумя факторами — древними структурами и новейшими движениями. Перестройку речной сети вызывают чаще всего два фактора: новейшие движения и чрезмерная аккумуляция не только обломочного материала, но и льда в отдельных участках долин в периоды позднеплиоцен-четвертичных оледенений. Механизм перестройки — речные перехваты. Эволюция и становление современной долинной сети были очень сложными. Реконструировать хотя бы один участок мел-раннепалеогеновой долинной сети невозможно из-за крайней ограниченности количества фрагментов и их разрозненного положения.

Фрагменты долин второго этапа позволили реконструировать чetyре отдельных участка древней долинной сети. Их положение и простирание контролируется планом докайнозойских структур и новейшими движениями. Господствующим для этого времени направлением долинной сети является субширотное и запад-северо-западное. Выделяются две системы главных долин субширотного простирання: северная и южная (Витима). Сток в обеих системах осуществлялся на запад. При установлении направления стока в качестве главного критерия использовалось положение в плане участков и их фрагментов относительно друг друга.

В течение третьего этапа, несмотря на неотектоническую перестройку территории, господствующим направлением главных водных артерий все еще оставалось субширотное. Однако надо полагать, что к этому времени существовал субмеридиональный нижний участок долины р. Бодайбо. Долина южного участка (Витима) имела западное направление и лишь со временем смещалась к северу. Это, вероятно, связано с чрезмерной аккумуляцией льда в южном фрагменте долины

и развитием подземных карстовых процессов в пределах северного фрагмента.

Кардинальная перестройка древней долинной сети с преобладающим субмеридиональным направлением началась после третьего этапа и, очевидно, по двум причинам. 1 — суммарный эффект неотектонических движений второй фазы, создавший общий наклон топографической поверхности с севера на юг, к началу четвертого этапа развития рельефа достиг довольно большого значения для перестройки гидросети субширотного плана на субмеридиональный со стоком на юг. 2 — отмиранию долин субширотного направления способствовало то, что они были перегружены льдом и, главное, обломочным материалом позднелиценового ледника, причем лед заполнил местами долины трех первых этапов развития рельефа и покрывал водораздельные участки. Все это, безусловно, сильно нарушало прежний режим стока в субширотном направлении и способствовало его перестройке на южное, предопределенное новейшими движениями второй фазы. Особенно интенсивно перестройка проходила там, где имелись древние разломы субмеридионального простирания.

Очень долгое время в течение четвертичного периода существовала на севере крупная древняя долина субширотного направления со стоком с востока на запад, которую мы условно назовем палео-Илигирь. Ее распад посредством перехватов произошел сравнительно поздно: в последнем, т. е. четвертом, этапе развития рельефа. Этот вывод мы делаем на основании того, что отложения пятого этапа представляют собой в этой палеодолине единую, еще не нарушенную перехватами поверхность аккумуляции.

На основании вышесказанного следует, что фрагменты древних долин бассейнов рек Бодайбо и Энгажимо заслуживают внимания с точки зрения формирования в них аллювиального типа кайнозойских отложений и россыпей. Причем наиболее благоприятны древние долины третьего и второго возрастных комплексов. Они связаны, во-первых, с древними корами выветривания, во-вторых, их аллювий «законсервирован» более молодыми образованиями, в-третьих, их периферические части частично вскрыты современными водотоками, а потому осушены.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурачек А. Р. Основные черты формирования долин, рыхлого покрова и россыпей Паломско-Витимского нагорья. М., 1952.
- Герасимов А. П. Геологические исследования в бассейнах рек Вачи и Кадати в Ленском горном округе в 1900 г. Спб., 1903.
- Золотарев А. Г. Приленская переходная морфоструктурная зона и некоторые общие вопросы развития морфоструктуры. — В кн: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1972.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.— Л., 1960.

И. Л. Шофман

ЭТАПЫ ВРЕЗАНИЯ И ПОГРЕБЕНИЯ В РАЗВИТИИ ДОЛИН СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Развитие долин на северо-востоке Сибирской платформы контролируется неоструктурным положением территории. В пределах Анабарской антеклизы, характеризующейся прерывистыми восходящими движениями, в долинах выделяется лестница эрозионно-аккумулятив-

ных террас. И чем древнее их возраст, тем больше их высота. В прогибах, окаймляющих Анабарскую антеклизу, для которых свойственна меньшая амплитуда неотектонических движений, история формирования долин более сложная. В ней можно выделить три главных этапа: первоначального врезания, последующего погребения и повторного более позднего врезания. Эти данные, полученные первоначально сотрудником ВАГТа В. В. Колпаковым (1970), работавшим на Лене, в дальнейшем подтверждены исследованиями по р. Вилюй (Колпаков, Шофман, 1976). В настоящее время получены материалы, которые позволяют уточнить и дополнить известные представления о возрасте и палеогеографии главных рубежей в истории формирования долин на северо-востоке Сибирской платформы.

Первый этап прерывистого врезания, который последовал вслед за эпохой длительной мел-палеогеновой и неогеновой пенеппенизации, начался во второй половине плиоцена и продолжался вплоть до начала среднего плейстоцена. В результате в долинах была сформирована серия аллювиальных свит, наиболее древняя из которых, относимая к плиоцену, представлена толщей аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений: галечников, песков и глин мощностью до 15 м, залегающих в Прильене на останцовых возвышенностях с абс. отметками от 100 до 240 м, а в пределах Вилюйской низменности перекрывающих обширные пространства озерно-аллювиальной равнины. Судя по результатам спорово-пыльцевого анализа этих осадков в бассейне р. Молодо (левого притока Ниж. Лены), времени их накопления отвечает распространение березово-ольховых лесов со значительным участием орешника, граба и таких экзотов, как *Pterocarya*, *Guglans* и др.

Относительно высокое содержание пыльцы широколиственных пород (до 30—38%), постоянное их присутствие в разрезе, а также хорошая сохранность пыльцевых зерен позволяют предполагать, что они не были переотложены из подстилающих отложений и отражают климатические условия, существенно более мягкие, чем современные*. Позднее была сформирована серия аллювиальных свит, приуроченных к террасам, которые мы вслед за Г. Ф. Лунгерсгаузенем называем черендейской, тустахской, пеледуйской, оручанской и бестяхской. Цоколи этих террас расположены в долинах крупных рек на высотах от 180—140 до 0—10 м. Три нижних уровня во впадинах погребены под покровом более поздних отложений в пределах 30—50-метровой террасовидной поверхности, ошибочно принимаемой многими исследователями за III и IV надпойменные террасы. В обнажениях по долине Вилюя хорошо видно, что коренное основание 30—50-метровой террасы образует три отчетливо выраженные ступени высотой 0,5—2 м, 8—14 и 18—24 м, отвечающие цоколям пеледуйской, оручанской и бестяхской террас (Колпаков, Шофман, 1976).

В аллювии высоких террас костные остатки неизвестны. Находки фауны тираспольского комплекса, связанные с пеледуйской террасой Вилюя, позволяют датировать ее нижним плейстоценом. К нижнему плейстоцену относится и формирование оручанской террасы, из аллювия которой происходят костные остатки лошади архаичной формы, указывающие на возраст более древний, чем средний плейстоцен.

Костные остатки хазарской фауны, обнаруженные в погребенном аллювии, вскрытом у уреза р. Тюнг, дают возможность относить бестяхскую свиту к тобольскому горизонту среднего плейстоцена. Палеогеографическая обстановка на протяжении рассматриваемого этапа неоднократно менялась, отражая постепенное ухудшение климата. Накопление аллювия VI надпойменной (черендейской) террасы на Вилюю

* Здесь и ниже использованы результаты спорово-пыльцевого анализа, выполненного М. М. Пахомовым в 1975—1977 гг., по нашим сборам.

сопровождалось развитием смешанных ольхово-березовых лесов с небольшой примесью сосны. В составе спорово-пыльцевых спектров встречаются единичные зерна широколиственных пород (орех, вяз) и тсуги (Гитерман, 1963).

Спорово-пыльцевые спектры тустакских отложений, изученных в бассейне Мархи, указывают на распространение березовых лесов с участием ели и ерничков, чередующихся со злаково-осоковыми группировками. Изменения растительности и климата, синхронные формированию пеледуйского аллювия, были сложными: теплые лесные формации по крайней мере дважды сменялись открытыми безлесными ландшафтами (Пахомов и др., 1975). Господство злаково-разнотравной растительности иногда в сочетании с ерниками из кустарниковой березы характерно и для времени аккумуляции оручанских отложений Вилюя. Аккумуляции бестяхского аллювия отвечают три растительно-климатические фазы, отражающие постепенное изменение климата от достаточно теплого и влажного в сторону снижения температур и уменьшения атмосферного увлажнения. Эти изменения, по данным, полученным для бассейна р. Молодо, запечатлены в последовательной смене елово-сосново-березовых лесов (I фаза), ландшафтами, в которых осоково-сфагновые болота чередуются с еще сохранившимися фрагментами лесной растительности (II фаза). При формировании кровли аллювия господствующими стали открытые пространства, покрытые злаково-полюнными степями (III фаза). Эта растительность, так же как отмеченные в кровле аллювия следы криогенных явлений, отражает похолодание, связанное с наступлением самаровского оледенения.

Реконструкция гидродинамических условий среды седиментации, отвечающих первому этапу развития долин, указывает в целом на значительную энергию русловых потоков. Об этом можно судить на основании анализа кумулятивных кривых песчаной фракции аллювиальных отложений, проведенного по методике, предложенной Д. Дугласом (Шванов, 1969).

Второй этап знаменуется накоплением в долинах мощной песчаной толщи предположительно озерно-аллювиального генезиса, формирование которой продолжалось с перерывами, начиная от эпохи самаровского оледенения вплоть до казанцевского межледниковья. На это указывает залегание в подошве указанной толщи бестяхских аллювиальных отложений или горизонта самаровских ветрогранников (Колпаков, 1970), а в кровле — казанцевских торфяников (Шофман и др., 1977). В отдельных обнажениях обычно удается наблюдать лишь фрагменты этой сложно построенной толщи, чаще всего охарактеризованные «холодными» спорово-пыльцевыми спектрами, свидетельствующими о развитии открытых ландшафтов с господством разнотравно- и полянно-злаковых степей. В средней части песчаной толщи, изученной нами в долине Вилюя, встречены торфяники, возраст которых по C_{14} оказался 46 000—48 700 лет. Времени их накопления соответствует распространение березовых и березово-еловых лесов. Положение рассматриваемых торфяников стратиграфически ниже казанцевских позволяет предположительно относить их к мессовскому горизонту.

Третий этап, последовавший за эпохой мощной аккумуляции и погребения, характеризуется прерывистым врезанием долины. Он охватывает временной интервал от эпохи Зырянского оледенения до голоцена, когда в долинах были сформированы II и I надпойменные террасы, а также комплекс пойменных и русловых образований. Верхнеплейстоценовый возраст низких надпойменных террас обосновывается находками ископаемых остатков фауны верхнепалеолитского комплекса позднего типа. Для аллювиальных отложений II надпойменной террасы Мархи и Вилюя получены C_{14} даты от 50 000 до 37 600

лет, а для I — от 20 000 до 10 400 лет (Шофман и др., 1977). По сумме радиометрических и палеонтологических данных аллювий II надпойменной террасы датируется первой половиной каргинского межледниковья, а накопление осадков I террасы относится к сортану — первой половине голоцена.

Чередование потеплений и похолоданий, характерных для формирования каргинской террасы, отражено в господстве березово-сосновых и березово-еловых лесов или открытых пространств, занятых полынно-злаковыми или злаково-разнотравными группировками. С последними сходны и перигляциальные ландшафты, соответствующие времени образования сартанского аллювия, залегающего в нижней части разрезов — первых надпойменных террас. Судя по результатам гранулометрического анализа, аккумуляция верхнелейстоценового аллювия происходила в более спокойных гидродинамических условиях, чем те, какие имели место в первый этап врезания.

Завершается третий этап формированием верхов I надпойменной террасы и пойм, для осадков которых получены C_{14} даты в интервале 6700—3300 лет (Шофман и др., 1977). При накоплении пойменного аллювия происходила замена позднеледниковой перигляциальной растительности темнохвойными еловыми лесами (средний голоцен), а затем елово-березово-лиственничными, чередующимися с осоковыми и сфагновыми болотами (верхний голоцен). Активизация новейших движений в это время обусловила энергичное врезание рек, способных транспортировать значительные объемы обломочного материала и формировать выдержанные по мощности галечные горизонты. В районах вследствие незначительной амплитуды поднятий повторное углубление долин не достигло уровня bestяхского тальвега, который находится ниже уреза современных рек на глубине до 10 м. Там, где верхнелейстоценовый врез вскрыл ложе сформированных ранее, а затем погребенных долин, цоколь bestяхского аллювия выходит на дневную поверхность и наблюдается в разрезах на высоте до 5 м.

Особенности развития долин северо-востока Сибирской платформы имеют много общего с историей становления долинной сети смежной с ней территории Патомского нагорья, для которой также характерно чередование этапов врезания и погребения. Данное обстоятельство необходимо учитывать при корреляции антропогенных отложений Сибирской платформы и ее южного обрамления. При этом в качестве маркирующих следует использовать песчаные толщи, накопление которых повсеместно завершается в эпоху казанецкого межледниковья. Они широко распространены во впадинах названных регионов, где погребают древние террасовые уровни. Это следует принимать во внимание и при поисках россыпей, проектирования гидротехнических сооружений, гидрогеологических и инженерно-геологических изысканиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Гитерман Р. Э. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. М., 1963.
- Колпаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены. — «Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1970, № 37.
- Колпаков В. В., Шофман И. Л. Новые данные о строении долины р. Вилюя. — «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1976, № 5.
- Пахомов М. М., Шофман И. Л., Прокопчук Б. И. Этапы формирования антропогенных отложений чебинского разреза (нижнее течение р. Вилюя). — «Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1975, № 44.
- Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., «Недра», 1969.
- Шофман И. Л., Кунд Н. В., Пахомов М. И., Прокопчук Б. И., Виноградова С. Н., Сулержицкий Л. Д., Форова В. С. Новые данные о возрасте отложений низких террас в бассейне р. Вилюя. — «Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода», 1977, № 47.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН ГОРНЫХ РАЙОНОВ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Геоморфологическими исследованиями последних лет как в горных, так и в предгорных районах Дальнего Востока установлено несколько крупных этапов врезания и аккумуляции в речных долинах.

Наиболее надежные биостратиграфические и предварительные абсолютные датировки рыхлых толщ, сформировавшихся в эти этапы, получены для внутригорных районов севера Дальнего Востока (Воскресенский и др., 1976).

Первый этап врезания относится к концу плиоцена — началу нижнечетвертичного времени. Глубина долин в этот этап была лишь несколько меньше глубины современных долин. В результате последовавшей в нижнечетвертичную эпоху аккумуляции долины были выполнены рыхлыми толщами, мощность которых местами превышала 100 м. Этап максимального врезания приходится на среднечетвертичное время. После этого этапа речные долины вновь были выполнены рыхлыми отложениями. В долинах рек V и VI порядков величина аккумуляции составляла в среднем 60—80 м. В верхнечетвертичное время и в голоцене происходил последний этап врезания. Однако глубина современных долин в пределах некоторых морфоструктур еще не достигла днщ среднечетвертичных врезов.

Для юга Дальнего Востока имеются данные, свидетельствующие об аналогичной последовательности в смене процессов врезания и аккумуляции (Воскресенский, 1968).

Схема чередования этапов врезания и аккумуляции детально разработана и подтверждена фактическим материалом на период от верхов плиоцена до современной эпохи. Однако в некоторых районах Дальнего Востока сохранились следы эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, указывающие на сходные черты эволюции долинных систем и в более отдаленные отрезки геологического времени. Приведем несколько примеров.

На правобережье верхнего течения Неры (бассейн р. Индигирка) в юго-восточном направлении протягивается древняя приподнятая долина. В настоящее время она разобшена водотоками на отдельные участки, которые образуют цепочку седловинообразных понижений, приуроченных к отрогам Онгохта-Саханьинской горной гряды и располагающихся на абс. отметках 1300—1350 м. Долина примерно на 200—250 м врезана в пенепленизированную поверхность. По данным ВЭЗ, мощность рыхлых отложений, сохранившихся в древней долине, достигает 26 м. В. И. Твердохлебовым еще в 1954 г. была изучена часть разреза аллювиальной толщи (8,5 м). При палинологическом анализе образцов аллювия Е. П. Воеводовой получены спектры, в которых пыльца древесных растений составила 86—88% от общего количества микроспор. Наряду с гаплоидными и диплоидными соснами, елями обеих секций, древесной ольхой и березой в группе древесных установлено повышенное содержание пыльцы таких термифильных растений, как *Juglans* (8,6—13,6%), *Corylus* (4,5—8,6%), *Tsuga* (11,2—15,8%).

Подобные спорово-пыльцевые спектры обнаруживают существенное отличие от спектров, характеризующих верхнюю часть разреза отложений Верхне-Нерской впадины. Пыльца указанных экзотических форм фиксируется в средне-, верхнеплиоценовых отложениях этой впадины неповсеместно и в небольшом количестве (Гричук и др., 1975).

Аллювий древней долины, по-видимому, следует сопоставлять с базальными галечниками во впадине, выполняющими здесь древние погребенные врезы, и относить к низам плиоцена или верхам миоцена.

В Северном Приохотье (бассейн р. Вилига) древняя долина врезана в пенепленизированную поверхность на глубину около 120 м. Выполняющий ее аллювий представлен среднегалечными конгломератами, сцементированными ожелезненным песком. Общая мощность рыхлых отложений не менее 20—25 м.

С. А. Лебедевым и А. П. Валпестером опробована 14-метровая толща древнего аллювия. В результате палинологического изучения песчано-глинистого цемента конгломератов С. Л. Хайкиной и И. В. Душиной получены спектры, отражающие растительность с широким участием разнообразных экзотических форм, в том числе таких, как *Pterocarya*, *Juglandaceae*, *Carpinus*, *Quercus*, *Castanea*, *Liquidambar*, *Ginkgo*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Sequoia* и др. Среди спор отмечено повышенное содержание *Osmundaceae*. Приведенные формы позволили отнести образование конгломератов к концу миоцена.

В некоторых горных районах Дальнего Востока, например в бассейне Неры, известны плиоценовые долины, выполненные толщами аллювия мощностью до 60 м и приуроченные в настоящее время к междуречьям (Цхурбаев, 1964; и др.).

В предгорьях, а также в пределах шельфа глубокие (до 100—200 м) эрозионные врезы погребены под мощными толщами неоген-четвертичных аллювиальных, озерных и морских осадков. Таковы, например, врезы, скрытые под отложениями северных приморских низменностей в низовьях Колымы и Индигирки, или врезы, приуроченные к шельфу у берегов Юго-Западного Приохотья. В ряде случаев мы можем судить о времени формирования погребенных долин. Так, в пределах депрессий Южного Приморья древние долины расчленяют позднмиоценовые и более ранние отложения, выполнены они раннеплиоценовым аллювием. Эрозионные врезы, расчленяющие коренное дно Верхне-Нерской впадины, сложены позднмиоцен-раннеплиоценовым аллювием и перекрыты мощной толщей средне-, верхнеплиоценовых озерно-аллювиальных осадков.

Таким образом, врезание и последующая мощная аккумуляция в речных долинах весьма характерны также и для доверхнеплиоценового времени. Причем величина выполнения древних долин, приуроченных к междуречьям и склонам низкогорий, была приблизительно того же порядка, что и для ныне погребенных долин предгорных и внутригорных впадин. На сохранившихся участках приподнятой долинной сети мощность толщ контрастного аллювия в лучшем случае составляет первые десятки метров (обычно не более 50—60 м). Однако при этом надо учитывать весьма существенный разрыв рыхлых толщ в период после превращения долин в реликтовые образования.

Позднмиоценовая и раннеплиоценовая долинная сеть в ходе дифференцированных тектонических движений испытала существенные деформации. На участках перестроек отдельные ее звенья или подверглись значительным поднятиям, или были опущены и погребены под более поздними осадками. На тех же участках, где рисунок речной сети в процессе тектонических поднятий заметно не изменялся, долины этого возраста были уничтожены при последующем углублении и расширении эрозионных врезов.

По особенностям пространственного размещения фрагментов разновозрастной долинной сети можно судить о степени дифференцированности тектонических движений в тот или иной промежуток времени. Из вышесказанного ясно, что наибольшая контрастность тектонических движений характерна для неогена. С конца плиоцена и в течение четвертичного периода глубины врезания речной сети в разные этапы

в районах низкогорий мало отличались друг от друга (первые десятки метров). Это определило то, что развитие речных долин вело здесь главным образом к расширению эрозионных врезов и «ссыданию» междуречий. Наиболее они расширялись там, где формировавшиеся после этапов аккумуляции разновозрастные врезы частично или полностью не совпадали. Особенности пространственного размещения этих врезов, и прежде всего степень их разобщенности, во многом определили характер строения современных долин, а также условия проявления различных экзогенных процессов в их пределах.

При неполном плановом совпадении эрозионных врезов, сформировавшихся в разные этапы верхнеплиоценового и четвертичного времени, мощные толщи древнего аллювия слагают тот или иной борт долины. Если врезы оказались разобщенными, такие толщи отделены от современного днища долины порогом коренных пород. При значительной глубине древнего вреза они могут залегать и ниже современного уровня поймы, непосредственно подстилая голоценовый аллювий.

Наилучшая сохранность древних врезов и приуроченных к ним толщ констративного аллювия отмечается на участках с резко выраженной асимметрией долин. На пологих склонах асимметричных долин горными выработками обычно удается выявить несколько разновозрастных «подувальных» тальвегов.

Причины асимметрии долин горных рек многообразны. Одностороннее плановое смещение водотоков может быть обусловлено различным тектоническим режимом смежных морфоструктур, боковыми перекосами отдельных блоков, направлением падения под тем или иным углом плоскостей разрывных нарушений, вдоль которых заложены долины, различной экспозицией склонов в долинах, ориентированных в субширотном направлении, и т. п. В пределах крупных речных бассейнов причины, вызывавшие одностороннее смещение водотоков, сложно сочетаются, поэтому условия локализации древних врезов изменяются от места к месту вдоль протирания той или иной долины.

Таким образом, о наличии толщ древнего аллювия обычно свидетельствуют расширенные или асимметричные участки речных долин. Эти участки характеризуются специфическими гидрогеологическими условиями, что находит отражение в особенностях проявления денудационных процессов. Толщи выполнения отличаются повышенной глинистостью и льдистостью. При протавании рыхлый материал в приповерхностных горизонтах достигает вязкопластичной консистенции. Широко развиты солифлюкционные процессы, достаточно интенсивные, что ведет к сглаживанию неровностей, уничтожению бровок и тыловых швов террас, вложенных в толщи заполнения. В конечном итоге формируются пологие склоны долин — террасоувалы. По характеру пространственной в их пределах растительности они резко контрастируют с соседними участками склонов, сложенных коренными породами.

В Нижнем Приамурье на участках с большими мощностями древнего аллювия произрастают лиственные леса, а на коренных склонах преобладают темнохвойные. Во многих районах, однако, террасоувалы, как правило, заболочены, отличаются незначительным распространением древесной растительности или лишены ее. Такие незалесенные, маршевые участки хорошо распознаются на местности и на аэрофотоснимках. На отдельных участках вдоль побережья Охотского моря древние врезы отчетливо прослеживаются в береговых обрывах. Сохранившийся в них констративный аллювий имеет мощность в первые десятки метров, а ширина врезов достигает несколько сотен метров. Днища врезов местами уходят ниже современного уровня моря. На таких участках береговых обрывов широко представлены оползни, оплывины, ареалы «пьяного» леса. У подножий обрывов, сложенных рыхлыми толщами, грунт в пределах пляжа находится в тиксотропном состоянии, фиксируются пльвуны.

Различные исследователи по-разному объясняют изменения в направлении развития речных долин, т. е. чередование этапов врезания и аккумуляции. Обычно за основу принимаются тектонические или климатические причины. В противоречии с последним находится, однако, то, что толщи выполнения обладают спорово-пыльцевыми спектрами, отражающими растительность как теплых, так и холодных эпох. Кроме того, некоторые неогеновые толщи, как было показано выше, формировались до наступления эпохи резких колебаний климата. Отсюда более реальной представляется смена процессов врезания в речных долинах аккумуляцией в основном по тектоническим причинам. Формирование мощных толщ выполнения в предгорьях могло происходить в результате региональных тектонических опусканий. Во внутриворонных областях большое влияние на развитие долинной сети оказывали активно воздымавшиеся пороги стока (Лебедев, 1969).

Крупнейшие реки Северо-Востока СССР — Колыма и Индигирка — пересекают в своем течении мощное сооружение горной системы Черского, а их верховья располагаются в пределах районов с низкогорным рельефом. Усиление поднятий гор Черского при одновременном компенсационном прогибании в области низкоргорий с максимумом опусканий в пределах внутриворонных впадин вполне может вызвать, с одной стороны, подпор рек, пересекающих горы Черского, и с другой — тектоническое выполаживание их продольных профилей выше участков подпора. Такое уменьшение уклонов — предпосылка для распространения волн аккумуляции на значительное расстояние. Уменьшение же контрастности движений в системе порог стока — впадина должно вести к интенсификации процессов врезания. Отметим факт наличия зон аккумуляции вблизи долин прорыва, пересекающих цепи Черского. Они располагаются выше сквозных долин Индигирки, Колымы и древней Неры. Нера изменила направление течения в нижнечетвертичный этап аккумуляции. На уровне своей 200-метровой террасы, пересекая Онгохта-Саханьинский и Эректский хребты, она входила в бассейн р. Мома (Цхурбаев, 1964). Аккумуляция в ее бассейне была связана как с подпором в осевой части поднятий горной системы Черского, так и с погружениями в пределах Верхне-Нерских впадин. Такое сочетание вызвало не только выполаживание ее продольного профиля, но местами и образование обратных уклонов. В результате Нера получила сток в Индигирку, а оставленный ею отрезок древней долины был частично унаследован Антагачаном (современный правый приток Неры). Притоки, ранее впадавшие в Неру, на оставленном ею отрезке долины стали впадать в Антагачан. Но если прежде они имели направление в сторону гор Черского, то после перестройки нижние их отрезки испытали смещение к югу и приобрели ориентировку в сторону Нерского плоскогорья. В пределах междуречий до настоящего времени сохранились фрагменты долин этих притоков, выполненные аллювием.

В бассейне Амуре смена врезания аккумуляцией также могла вызываться поднятиями на участках пережимов (Киселевском, Чайтынском, в районе г. Николаевск-на-Амуре и др.) и опусканиями на территории впадин. В пределах последних при этом, очевидно, возникали обширные озерные бассейны, остатками которых являются озера Удыль, Дальжа и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенский С. С. Одновременность основных этапов развития рельефа и неотектонических движений на территории СССР. — В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., «Наука», 1968.
Воскресенский С. С., Ананьев Г. С., Гричук М. П., Лебедев С. А., Постоленко Г. А.,

- Ананьева Э. Г., Воскресенский И. С., Венцкевич С. Д., Джобадзе Т. Ф., Каревская И. А., Колосова Г. Н., Полосухина З. М., Монахов В. Ф., Соловьев В. А., Шубин Г. А. Основные черты плиоцен-четвертичной истории Северо-Востока СССР.— В кн.: Международный геологический конгресс, XXV сессия. Сидней, 1976. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1976.
- Гричук М. П., Каревская И. А., Полосухина З. М., Тер-Григорян Е. В. Палеоботаническое обоснование возрастной корреляции позднекайнозойских отложений в Индигро-Кольмском горном районе. Деп. ВИНТИИ № 2732-75. М., 1975.
- Лебедев С. А. Закономерности формирования локальных поверхностей выравнивания в орогенных областях востока Азиатской части СССР.— «Вестн. МГУ. Серия географ.», 1969, № 6.
- Цхурбаев Ф. И. К истории развития палео-Неры и ее современной гидросети.— В кн.: Геология россыпей Якутии. М., «Наука», 1964.

*С. С. Воскресенский, С. Д. Венцкевич,
И. С. Воскресенский, Г. Н. Колосова*

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ДОЛИННОЙ СЕТИ ВЕРХОВЬЕВ БАССЕЙНА КОЛЫМЫ В ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

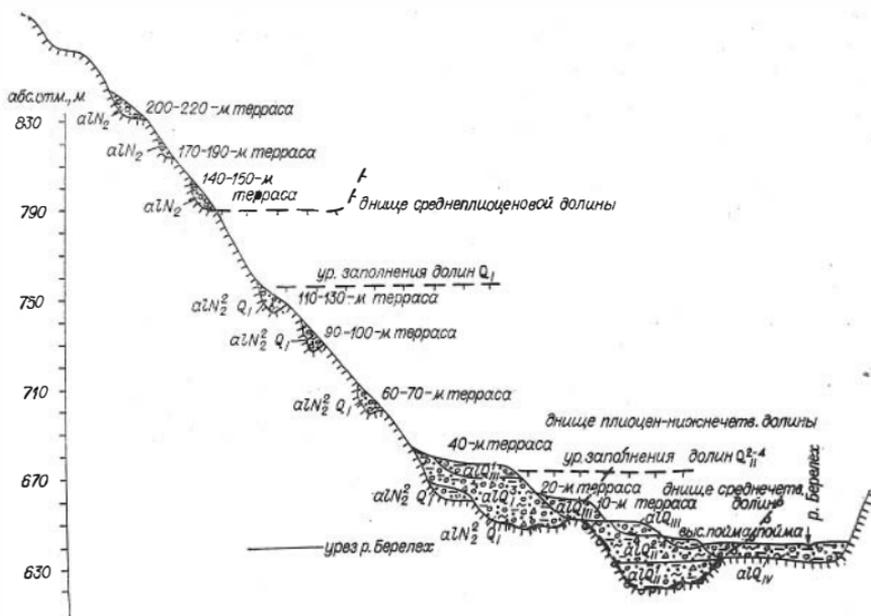
В последние годы (1968—1977) группа геоморфологов МГУ проводила работы на Северо-Востоке СССР в бассейне верхнего течения Колымы по реконструкции разновозрастной долинной сети и получила огромный фактический материал, позволяющий в корне изменить представления об истории формирования современных долин этого региона.

Современный морфологический облик долин юго-восточного фланга Яно-Кольмского главного пояса сформировался за неоген-четвертичный отрезок времени в результате не однонаправленного постоянного углубления и возникновения лестницы террас (от более древней — высокой к низкой — молодой, голоценовой (Васьковский, 1963; Гольдфарб, 1971; Желамский, 1976), а нескольких циклов углубления долин, сменявшихся мощными эпохами аккумуляции — заполнением долин. К настоящему времени установлены две эпохи аккумуляции в бассейне верховьев Колымы и ее притоков (реки Берелех, Сусуман, Дебин, Оротукан, Средникан, Утниня и др.): вторая половина раннего плейстоцена и вторая половина среднего плейстоцена (Воскресенский, 1968; Венцкевич, 1973, 1974, 1976; Постоленко, Джобадзе, 1975; Гричук и др., 1975). Подобное выполнение речных долин отмечается рядом исследователей и в сопредельных районах Восточной Сибири (Воскресенский, 1968, 1976; Вашко, 1975; и др.).

Сложное строение и развитие речных долин бассейна Колымы можно проиллюстрировать на примере одного из крупнейших притоков ее — долины р. Берелех.

Палеогеоморфологический анализ большого количества буровых и шурфовочных литологических разрезов, детальное изучение опорных разрезов в бассейнах рек Колыма, Амур, Нера, Индигирка, Яна, Омлой с привлечением данных спорово-пыльцевого, минералогического и гранулометрического анализов, данных по определению абсолютного возраста рыхлых толщ позволили существенно изменить схему развития долины р. Берелех (см. рисунок). Палеогеоморфологические реконструкции древней долинной сети дают возможность определить глубину и густоту расчленения древнего рельефа, измерить площади бассейнов плиоценовой и среднплейстоценовой речной сети, установить размах этапов выполнения долин и вызванную ими внутридолинную перестройку.

Формирование долин современного облика бассейна Колыма, и в частности Берелеха, относится к началу неотектонической активизации



Принципиальная схема развития долины р. Берелеха.

в позднелищцееновое время. Установлено, что в плищце речные долины в основном уже приняли те очертания в плане, которые мы видим в настоящее время. Днощце плищцееновых долин располагалось на уровне 140—150 м над современным урезом реки (см. рисунок). Долины обладали значительной шириной (2—4 км), большей, чем современные, и малыми уклонами продольного профиля. Относительное превышение окружающих междуречий над днощцами долин достигало 300—450 м. Аллювий террас плищцеенового времени представлен галечником, сильно разрушенным, с глиной, дресвой, щебнем, лигнитизированными растительными остатками мощностью 0,1—3,8 м.

В плищце-нижнещетвртичное время долины были углублены не менее чем на 140 м. Их дноща фиксируются отдельными фрагментами по всему продольному профилю Берелеха под молодыми осадками на уровнях 8—10 м над современным урезом в нижнем течении, на уровне современного уреза в среднем течении и в верховьях долины выше современного уреза реки.

Аллювиальные отложения плищце-нижнещетвртичного возраста сохранились в долине Берелеха в интервале от 110—130-метровой террасы, до 8—10-метровой над современным урезом. Установлено, что аллювий плищце-нижнещетвртичного возраста с теплолюбивой ниппо-кордильерской флорой залегает на коренном щоколе по всей долине реки. На древнем аллювии с размывом залегает аллювий либо последующего выполнения долин (Q_1^3) (Гричук и др., 1975), либо верхнещетвртичного возраста, характеризующийся холодолюбивой растительностью редкощелья тундры и лесотундры. Плищце-нижнещетвртичный этап врезания долин сменился в конце нижнего плейщцеена мощным этапом выполнения аллювиальными, озерно-аллювиальными, аллювиально-щлоновыми осадками. Большой частью рыхлые отложения представлены констративными фащциями аллювия — галечными, песками,

щепнем с обилием глины и суглинка. Отложения заключительного этапа нижнечетвертичной аккумуляции изучены нами в шахте 40 на 30-метровой террасе Берелеха близ устья руч. Полуденного (Колосова, 1975). Аллювиальные отложения мощностью 20 м, залегающие на коренном цоколе, представляют собой самые нижние горизонты рыхлых отложений эпохи нижнеплейстоценовой аккумуляции, уцелевшие от последующего размыва конца раннего — начала среднего плейстоцена. Литологический состав этой толщи неоднороден.

Для нижнего горизонта мощностью 7,5 м характерно ритмичное переслаивание галечников от мелких до крупных с иловатым песком, с прослоями лигнитов и растительными остатками на коренном цоколе, сложенном песчаниками и сланцами верхоянского осадочного комплекса. Вышележащие осадки (11,5 м) по литологическим особенностям отличны от таковых нижнего горизонта. Количество галечно-песчаного материала уменьшается за счет увеличения роли щепнистой составляющей (увеличение поступления склонового материала). В целом верхний горизонт представляет собой ритмичное переслаивание. Отмеченная здесь мощность констративного аллювия далеко не полна. На значительно более высокий уровень заполнения долин указывают отдельные факты: наличие двучленного строения аллювия террас от 110—130 м и ниже отмечается по всему бассейну Берелеха; 2) «отмершие», ныне не существующие притоки 1-го и 2-го порядков Берелеха типа Древнего, Сквозного и других морфологически выражены в современном рельефе только до уровня 110—130 м террасы. Ниже эти долины погребены и в рельефе не выражены, а днища их привязаны к уровню 8—10 м над современным урезом Берелеха, т. е. к высотному положению днища плиоцен-нижнечетвертичной долины; 3) в верховьях долин притоков Берелех 3-го и 4-го порядков сохранились мощные 20—30-метровые толщи констративного аллювия с большим количеством склонового материала.

С эпохой выполнения долин связана и частичная перестройка речной сети, главным образом долин 1-го и 3-го порядков.

Мощное выполнение долин констративным аллювием характерно не только для бассейна Колымы Яно-Колымского пояса, но отмечается и во всех крупных долинах рек Сибири и Дальнего Востока.

Этап выполнения долин нижнего плейстоцена сменился мощным эрозионным расчленением, и к началу среднечетвертичного времени был сформирован резко расчлененный рельеф.

Долинная сеть начала среднего плейстоцена характеризуется резкими уклонами и максимальной глубиной врезания. Днища долин начала среднечетвертичного времени прослеживаются на глубине 10—15 м и даже 25 м ниже современного уреза рек, под отложениями пойм и низких террас. Как во впадинах, так и в пределах долин бассейна Колымы осадки начала среднечетвертичного времени занимают наиболее низкое гипсометрическое положение (см. рисунок). Днища наиболее глубоких среднеплейстоценовых долин имеют ширину до 400 м. Вовремя завершения врезания ширина долин была значительно уже плиоценовой. Рыхлые отложения, слагающие эти глубокие участки долин, имеют сложное строение. В основании разрезов повсюду залегают галечник серовато-зеленого цвета с глинистым заполнителем. Галька хорошо окатана, средняя и мелкая и состоит из осадочных и редко жильных пород. Мощность аллювия около 10—12 м. С размывом на галечнике залегают аллювий молодых верхнеплейстоценовых — голоценовых террас или пойм.

Уровень заполнения долин в среднечетвертичное время в бассейне Берелеха в районах, не подвергавшихся оледенению, достигал 30—40 м над современным урезом. Осадки, формирование которых связано с заключительным этапом аккумуляции второй половины среднего — начала

верхнего плейстоцена изучены нами по притоку Берелеха р. Сусуман на поверхности 25—30-метровой террасы (буровая линия 273, скв. 156). Аллювий террасы мощностью 19 м имеет следующее строение (снизу вверх):

	Мощность, м
Щебень глинистых сланцев с единичной галькой	19,0—18,5
Галька разного размера местных осадочных пород щебнем	18,5—15,0
Галечник, щебень, песок разноразмерный, ил верхоянского комплекса с илестым песком, редко	15,0—10,0
Галька, песок, ил, щебень. Толща (с гл. 10,0 м) ледни- стая	10,0

Геоморфологический анализ продольных и поперечных профилей древних долин показал, что плиоцен-нижнечетвертичные долины были более широкими и с меньшими уклонами, чем современные. Долины начала среднечетвертичного времени были значительно уже настоящих, но с большими уклонами продольного профиля. Поэтому высотные соотношения разновозрастных тальвегов меняются вдоль бассейна и каждого отдельного притока. Степень сохранности древних долин зависит от степеней совпадения планового положения разновозрастных днщ.

Верхнечетвертично-голоценовый этап развития долин характеризуется постоянным прерывистым углублением долин. Сформирована «лестница» террас от 40 м и ниже. Аллювий этих террас имеет, как правило, нормальную мощность и залегает либо на коренных породах верхоянского комплекса, либо на рыхлых отложениях плиоцен-среднечетвертичного возраста (см. рисунок). В последнем случае наблюдается сложное многоочленное строение аллювия террас. По сравнению с древними верхнечетвертично-голоценовые формы рельефа и слагающие их отложения лучшей сохранности.

ЛИТЕРАТУРА

- Васьковский А. П. О некоторых раннеантропогенных толщах Северо-Востока СССР.— «Колыма», 1963, № 2.
- Вашко Н. А. Основные этапы формирования погребенных золотоссыпей р. Бодайбо.— В кн.: Вопросы геоморфологии. М., 1975.
- Венцкевич С. Д. Связь рельефа с россыпями золота (на примере бассейна Верхней Колымы).— В кн.: Методы прикладной и региональной географии. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Венцкевич С. Д. Развитие долинной сети верхнего течения р. Колымы (при геоморфологических исследованиях для поисков древних россыпей). Автореф. канд. дис. М., 1974.
- Венцкевич С. Д. Основные факторы внутриваловой перестройки древних речных систем в бассейне верховий р. Колымы. М., 1976.
- Воскресенский С. С. Геоморфология СССР. М., «Наука», 1968.
- Воскресенский С. С. Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Гричук М. П., Каревская И. А., Полосухина Э. М., Тер-Григорян Е. В. Палеоботаническое обоснование возрастной корреляции позднекайнозойских отложений в Индигиро-Колымском горном районе. Деп. № 2732-75. М., ВИНТИ, 1975.
- Гольдфарб Ю. И. Стратиграфия четвертичных отложений золотоносных районов верховьев р. Колымы и возраст россыпей. Автореф. канд. дис. Магадан, 1971.
- Желамский А. Г. Древние россыпи Верхне-Колымского нагорья.— «Геоморфология», 1976, № 1.
- Колосова Г. Н. Методические аспекты минералогического анализа при изучении погребенного аллювия раннего плейстоцена р. Берелех (бассейн верховьев р. Колымы).— В кн.: Методика изучения четвертичных отложений в связи с процессами дифференциации. Пермь, 1975.
- Постоленко Г. А., Джабадзе Т. Ф. Геоморфологическое положение золотоносного аллювия в долинах Яно-Колымского пояса (к методике разведки россыпей золота на Северо-Востоке СССР).— «Колыма», 1975, № 7.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ДОЛИН НА ЮЖНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ БАЙКАЛА В АНТРОПОГЕНЕ

ЗНАЧЕНИЕ СЕЛЕЙ В РАЗВИТИИ ДОЛИН ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

Долины северного склона хр. Хамар-Дабан опасны селями, оползнями и обвалами. Особенно часты, бурны и разрушительны сели (Пальшин, 1955; Будз, 1964). Активность их здесь объясняется контрастным горным рельефом, высокой сейсмичностью и большой интенсивностью атмосферных осадков. Перепад высот между водоразделом Хамар-Дабана (2000—2200 м) и Байкалом (456 м) превышает 1500 м, а многие склоны имеют угол больше 45°, и их средний уклон составляет 20°.

Хребт Хамар-Дабан сложен раздробленными и сматыми в складки архейскими и протерозойскими породами. Активная неотектоника обусловила еще большую дислоцированность пород, которые при резко континентальном климате и большом количестве осадков быстро выветриваются. На склонах накапливаются продукты выветривания, образующие при сейсмических толчках обвалы, оползни, осыпи и камнепады. Переувлажненные рыхлые породы на склонах с мерзлотой, медленно оттаивающей летом, оползают по зеркалу ее, увлекая и верхний растительный слой. Накопленный обломочный материал в долинах при интенсивных и высоких паводках захватывается потоком, образуя сели. Средний период между катастрофическими селями составляет 10—15 лет, причем по отдельным долинам они могут возникать почти ежегодно (Будз, 1964; Галкин, 1970).

Селевые паводки создают своеобразную морфологию долин южного побережья Байкала. Они уносят продукты выветривания, способствуют дальнейшему выветриванию пород, усиливают врезание русла реки, разрушают осыпи, конусы выноса, конечные морены, пойму, речные террасы и пр. Сели формируют гряды и валы из несортированного обломочного материала, образуют запруды и изменяют направления течения рек, формируют новые конусы выноса, днища долин покрывают плащом галечника.

Несмотря на ясную морфологическую деятельность современных селей, многие исследователи пытаются сходные формы рельефа и отложения объяснить не древней их деятельностью, а бывшим оледенением. В подтверждение своих мыслей они ссылаются на В. А. Обручева, который якобы утверждал, что ледники спускались с Хамар-Дабана в Байкал. Напротив, В. А. Обручев (1934) предупреждал исследователей о возможности приноса селями больших валунов (до 2 м), несортированного материала, виденного им в береговых обнажениях рек и выемках железной дороги, а также о создании нагромождений в виде валов и гряд несортированного материала в низовьях долин. Он описывает перемещенные с селями валуны, на которых царапины могут быть приняты за ледниковые.

Масштабность дождевых селевых паводков иллюстрируется М. Д. Будзом (1964), который пишет, что 3 июня 1962 г. после ливня грязекаменные потоки по рекам юго-восточного побережья Байкала имели плотность селевой массы до 500 кг твердого вещества на 1 м³ воды. За несколько часов в Байкал было сброшено больше 700 тыс. м³ валунно-галечного материала, причем были уничтожены важные хозяйственные объекты. Если в течение только одного столетия произошло до десятка подобных катастрофических селей, когда было вынесено не-

сколько миллионов кубических метров рыхлых пород, то на продолжении антропогена объем снесенного обломочного материала был столь большим, что не мог не отразиться на морфологии долины предгорного пояса Хамар-Дабана. Кроме того, в то время условия для развития селей были благоприятней современных, так как во время оледенения при депрессии снеговой линии в 600—1000 м площадь открытых склонов увеличивалась, возрастало количество атмосферных осадков, усиливалось выветривание горных пород и накопление продуктов выветривания в долинах. В Хамар-Дабане интенсивность склоновых процессов усиливалась еще высокой сейсмичностью, о чем свидетельствуют свежие сейсмоструктуры, открытые в разных местах хребта (Хромовских, 1965). При подземных толчках завальные озера выплескивались, возникали новые, увеличенные в размерах горные ледники, которые способствовали формированию гляциальных селей. В результате долины Хамар-Дабана промыты, а речные террасы отсутствуют, или их две — три. Весь вынесенный из долин материал накапливался в предгорьях и на дне Байкала.

Приведенная характеристика современного развития долин северного склона Хамар-Дабана настоятельно требует применения метода актуализма и нового анализа морфологии конусов выноса, прирусловых отмелей, поймы и речных террас.

СЕЛЕВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ОТЛОЖЕНИЯ ДОЛИН ЮЖНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

В результате деятельности селей пойма и прирусловые отмели сопровождаются буграми, грядами, сквозными ложбинообразными понижениями и рассеянными по ним валунами и отдельными глыбами. Грядобразное скопление валунов и широкие галечниковые отмели развиты по долинам рек Бабха, Харлахта, Солзан, в приустьевых частях долин рек Снежной, Выдринной, Осиновки, Переемной и др. Например, на левом берегу р. Аносовки в 1 км от Байкала галечниково-валунная гряда высотой до 3 м и шириной 4—6 м засыпала кустарник. Ближе к склону долины на пойме расположена вторая гряда, покрывшая деревья на 2—3 м. Подобные гряды имеются и выше по р. Аносовке. По долине р. Выдринной в ее нижнем течении вдоль левой кромки поймы находится низкая пологая гряда, загородившая прежнее русло реки. По ее другую сторону на уровне поймы расположено брошенное заболоченное русло реки, которое открывается к Байкалу и слева ограничивается кромкой обрыва 14—16-метровой террасы.

Следы прежней селевой деятельности сохраняются и на речных террасах. Так, на правой стороне долины р. Переемной вблизи устья бровка 7—9-метровой террасы осложнена селевой грядой шириной 10 м и высотой до 4 м, сложенной грубообломочным материалом с гнейсовыми валунами до 1,5 м. Поверхность породы слабо выветрелая, но она уже растрескивается и покрыта лишайниками. Отгороженность верха террасы от тальвега долины здесь служит причиной заболочиваемости, в наиболее низкой части террасы в 1973 г. возникло даже небольшое озеро.

В долине р. Осиновки в 1 км от Байкала к 40-метровой террасе прислонена 7—9-метровая, бровка которой приподнята. В обрыве высотой до 8 м сверху залегает окатанный галечник мощностью 1,5 м, подстилаемый линзой неслонстых и несортированных суглинков, перемешанных с песком, окатанной галькой и отдельными валунами до 1 м. В верхней части обнажения несортированные суглинки мощностью до 2 м ниже по течению увеличиваются до 6 м, а затем замещаются галечником. Еще ниже находится второе, меньшее, гнездо валунных суг-

глинков. Эти карманы валунных суглинков отложены двумя грязекаменными потоками времени аккумуляции террасы. Следы древних селевых потоков на 7—9-метровой террасе хорошо сохраняются и в других крупных долинах склонов Хамар-Дабана.

На левой стороне р. Снежной ниже ее выхода из гор 7—9-метровая терраса прослеживается на 7—8 км. Вблизи озер Карьерских она имеет приподнятую бровку. Образовавшийся наклон поверхности террасы обеспечивает сток воды к окраине в озеро диаметром 150 м. На ее склонах селями нагромождены уже после ее образования глыбы гнейса, мраморов, гранитов, кристаллических сланцев, но они не составляют основного содержания террасы. Терраса сложена сверху серым суглинком мощностью до 0,5 м, который подстилается сыпучим слабо окатанным галечником, пронизанным линзами песка с отдельными гнейсовыми глыбами до 2 м. Заваливание глыбами склонов террасы продолжается и в настоящее время. Так, в 1960 г. сейсмический толчок частично выплеснул озеро в долине р. Селенгушке, левому притоку р. Снежной, и водной вал быстро превратился в сель. Одна из глыб до 6 м и весом в 200 т была вынесена к ст. Выдрин, т. е. на расстояние свыше 10 км от устья Селенгушки. Еще раньше это озеро уже дважды выплескивалось и сократилось более чем в 2 раза (Галкин, 1970).

Против озер Карьерских на правом берегу р. Снежной вдоль бровки 9-метровой террасы находятся два параллельных валунно-галечниковых вала высотой до 6 м; их внешний склон пологий, а внутренний крутой, обрывается к реке. К северо-востоку эти валы спускаются к Табачным озерам, последовательно вытянутым в сторону Байкала. Табачные озера занимают участки прежнего русла р. Снежной, повернувшей на север вследствие подпруживания старого русла. В. В. Ламакин (1958) считал, что со стороны Байкала находится «плоская морена». Карьер протяженностью до 300 м на ней вскрыл свежий слонстый слабо сортированный окатанный и сыпучий речной галечник, в толще которого встречаются отдельные глыбы гнейсово-гранитного состава — до 2 м. Поверхность «плоской морены» осложнена плоскими продольными грядами высотой 2—3 м.

Особенно широко грядовой рельеф распространен на 14—16-метровой террасе р. Выдринной. В. Н. Олюнин (1969) на правой стороне долины показал шесть параллельных руслу реки гряд; на левой — гряды в 1—3 км от Байкала по форме напоминают железнодорожные насыпи высотой 5—6 м. Гряды, расположенные вдоль бровки террасы со стороны реки, кажутся особенно высокими. Об их строении можно судить по карьерам, расположенным в 300 м от Байкала. На пологом западном склоне гряды в канавах и крутых откосах карьеров видны охристые песчано-галечниковые отложения. В ступенчатой канаве у дороги сверху лежит дернина, подстилаемая желтыми песками с выветрелой галькой и линзами слоистой супеси. На глубине 0,6 м пески становятся гравелистыми, с хорошо окатанной сильно выветрелой галькой. Видимая мощность этих отложений 3 м.

Западные склоны главной водораздельной гряды имеют характерные охристые пятна и выветрившиеся валуны и гальку. Восточный склон гряды осложнен низкими разветвляющимися грядами. В поперечном разрезе главная гряда сверху представлена на 2,5 м отмытыми серыми песками с окатанной галькой и валунами — до 0,3 м. Песок покрывает несортированный серый суглинок в смеси с супесью, щебнем, полуокатанными галькой и валунами. Лучше других окатаны обломки размерами 2—15 см, и не окатан песчано-гравийной размерности материал. Во влажном состоянии эти отложения могут быть приняты за морену. При обсыхании обнажения сортировка и слонстость их становятся заметными, они как бы облекают первоначальное ядро гряды. Можно предполагать, что каждый слой этих суглинков соответствует очередно-

му паводку. Мощность их 4,5 м. Пачка селевых отложений клиньями внедряется в толщу галечников 14—16-метровой террасы, указывая на их фациальный переход и одновозрастность. Мощность аллювия этой террасы достигает 8 м. Он подстилается светлыми слюдистыми средне- и мелкозернистыми песками с пропластками глин и гальки.

В продольном разрезе главной гряды вскрываются суглинки, супеси, желтый песок, жесткий на ощупь, щебень, перемешанные с грубными и окатанными гранитными и гнейсовыми обломками породы (до 2,5 м). Эти отложения пронизаны линзами серых вязких глин мощностью до 1 м и неправильно изогнутыми тонкими линзами крупнозернистых отмытых песков с гравием и галькой. Описанная гряда продолжается на север и в 150 м от Байкала круто обрывается к пойме р. Выдринной. Западный склон гряды здесь понижается к продольной ложбине, ограничивающей вторую гряду, противоположный склон которой спускается к небольшому озерку. На западных склонах первой гряды в мелких шурфах открыты охристые песчано-галечниковые отложения (эоплейстоцен?). Ближе к Байкалу в старом карьере видны буроватые серые пески с гравием и сыпучим свежим галечником. Гряда постепенно сливается с 10—12-метровой террасой Байкала. Террасы 7—9- и 14—16-метровые на правой стороне долины неровные и, кроме отмеченных выше гряд, осложняются еще остатками древних береговых валов Байкала. Вдоль правого берега в 200—300 м от озера над 7—9-метровой террасой поднимается уступ высотой 8 м, видимо отвечающий 14—16-метровой террасе. Ровная поверхность этой террасы к востоку понижается, и выделяется короткая гряда (до 200 м). Еще восточнее наблюдается новое понижение, занятое озером с заболоченными берегами. Система параллельных гряд распространяется до водораздела с соседним речным бассейном. Ближе к Байкалу гряды поворачивают и становятся поперечными к реке. Они всеми исследователями принимаются за древние морены.

Правобережные гряды по строению не отличаются чем-либо от левобережных, селевых. Правобережные сложены несортированными обломками разной окатанности и частью заимствованы из ановской свиты. Мелкозем в них представлен неокатанными обломками от глинистой размерности до дресвы и, по-видимому, переносился во взвеси. Примечателен холм высотой 10 м, лежащий на пойме в устье р. Выдринной. И. Д. Черский считал, что он — продукт деятельности р. Выдринной, тогда как В. В. Ламакин (1958) пишет, что «...моренный холм представляет первичную аккумулятивную форму моренного рельефа» (с. 91). Холм, по его мнению, отвечает «моренной» гряде, расположенной по краю долины. В. В. Заморуев (1973) эту «морену» относит к позднелейстоценовому оледенению. Холм находится на уровне поймы, на берегу Байкала, тогда как гряды левого берега фациально переходят в галечники 14—16-метровой террасы. Холм и гряды, по нашему мнению, разновозрастные.

Строение холма в устье р. Выдринной описано В. В. Ламакиным, который отметил здесь разнотернистые жесткие пески, перемешанные со щебнем, галькой и валунами (до 0,5 м). Полного обнажения на его склонах нет, в косогорах заметны слабая цементация обломочного материала, неясно выраженная слоистость, ледниковая мука отсутствует. Эти отложения ничем не отличаются от селевых, как это и было определено И. Д. Черским.

По долинам южного побережья Байкала фрагментарно встречаются цокольные и скульптурные террасы высотой 23—26, 30—35, 40—50, 80—100 м и поверхность отложенный эоплейстоцена, поднимающаяся в виде террасы высотой до 130—150 м. Верх террас ровный или пересекается невысокими пологими грядами. Мощности аллювиальных частей их редко превосходят 3—6 м. По-видимому, они формировались в инстратив-

ную фазу развития долин. Аллювиальные пачки террас представлены галечниками средних размеров с отдельными окатанными валунами. От плейстоценовых галечников коренным образом отличаются отложения ановоской свиты, для которой характерны общее преобладание галечно-песчаных фаций над глинистыми и отсутствие пластов бурого угля, свойственных более древним отложениям танхойской свиты (миоцен). Специфическим морфологическим отличием свиты являются ее обохренность и неоднородность выветрелости обломков. Ближе к горам крупность обломков возрастает, а вблизи Байкала пески и глины погружаются ниже уровня озера. Ановоскую свиту, распространенную на юге Байкала, относят к неогену (Пальшин, 1955; Логачев, 1975).

В 1973—1976 гг. нами осмотрены новые карьеры, которые вскрывают охристые галечники с валунником и линзами песков по рекам Переемной, Выдринной, Осиновке (Выдринская), Хара-Мурин, Шанхайхе, Ановоске. Между Шанхайхой и Хара-Мурином разрез ановоской свиты в некоторых карьерах прослеживается на 500—600 м. Галечно-валунная толща с супесчаным заполнителем сложена неодинаково выветрелыми обломками породы и дислоцирована с падением 12—15° в сторону Байкала. В линзах крупнозернистого песка с тонкими глинистыми прослоями О. М. Адаменко обнаружены остатки мелких млекопитающих. Р. С. Адаменко они отнесены к середине позднего плиоцена (азиатский вариант хопровского фаунистического комплекса (Адаменко и др., 1975)).

В долине Осиновки (Выдринской) верх 35-метровой террасы очевидно неясно выраженными грядами и неровными понижениями с озерами. Понижения заполнены на 1—1,5 м тяжелым горизонтально-слоистым серым суглинком, местами опесчаненным, с невыветрившейся галькой и отдельными валунами. Ниже суглинков залегают разнородные пески с пропластками сизых глин и гнездами гальки. Ближе к Байкалу пески сменяются охристыми неодинаково выветрелыми галечниками с гнейсовыми и гранитными валунами и полуокатанными глыбами (до 3 м). Эти отложения ничем не отличаются от описанных выше вблизи р. Шанхайхи. В. А. Белова провела палинологический анализ образцов, взятых из супесчаного заполнителя галечно-валунной толщи правого берега р. Осиновки (Выдринской), и установила спорово-пыльцевой комплекс следующего состава: тсуга — ед., пихта — ед., ель — ед., ильм — ед., кария — ед., днервилла — ед., лещина — ед., голосеменные — 5%, полынь — 34, гвоздичные — 7, маревые — 12, злаковые — 24, лилейные — 6, розоцветные — 4, разнотравье — 12%. Этот комплекс по ее мнению, соответствует среднему — верхнему эоплейстоцену и очень близок по составу компонентов к таковому из суглинистого заполнителя в районе р. Шанхайхи, где найдена фауна грызунов. Флористический состав ископаемой флоры, определенной по пыльце и спорам из этих отложений, идентичен составу флоры из среднеплейстоценовых отложений котловин рифтовой зоны (Белова, 1975).

Обнажения с песчано-галечниковыми эоплейстоценовыми отложениями находятся по р. Выдринной, причем у подножия их части крупные обохренные гнейсовые глыбы. Такие глыбы имеются также по р. Снежной вблизи фаса Хамар-Дабана, где размытые отложения эоплейстоцена лежат на коренном цоколе и ограничиваются берегами озер Карьерских. Особенно многочисленны крупные глыбы по р. Переемной. Скопление их объясняется исследователями деятельностью древних ледников позднего или среднеплейстоценового возраста (Пальшин, 1955; Ламакин, 1958; Заморуев, 1973; Олюнин, 1969; Логачев, 1975). Осмотр «моренных» отложений долины р. Переемной убедил нас в ошибочности подобных взглядов.

В 200 м от Байкала поднимается терраса высотой 100 м. Она тянется к востоку вдоль берега и по направлению к горам. По реке вдоль

подножия склонов террасы встречаются глыбы до 3 м, покрытые лишайниками. Подобные же глыбы имеются по берегам Байкала, но не дальше 200—250 м от реки. Значительные скопления крупнообломочного материала известны на правом берегу реки в 3 км и в 200 м от Байкала. В 200 м от озера в 1973 г. разработан карьер, вскрывающий слоистую валунно-галечниковую толщу с суглинисто-песчаным заполнителем и перетолженными обломками углей, заимствованных из танхойской свиты. Отдельные глыбы гнейсов взорваны, по излому породы видна буровато-охристая корка выветривания толщиной 10—12 см. Галька этой толщи легко рассыпается при сжимании пальцами. По облику вся пачка отложений не отличается от ановских и других долин Южного Прибайкалья.

Второе скопление глыбово-валунного материала находится на правом берегу реки в 3 км от Байкала вблизи обнажения высотой 25 м пород танхойской свиты. У обнажения река, встречая нагромождения гранитных и гнейсовых глыб до 3 м, круто поворачивает на запад. Крупные глыбы разбросаны также по склонам 100-метровой террасы, приклоненной к отложениям танхойской толщи. Крупнообломочный материал концентрируется благодаря промыванию мелкозема в эрозионных ложках. Среди отдельных глыб с поверхности террасы на 1,5 м вскрывается выветрелый буровато-охристый галечник с песчаным и гравийным заполнителем. Описываемая пачка отложений прослеживается к северу и вскрывается в 200 м от Байкала. Следовательно, крупные глыбы и валунник по р. Переемой вымываются из единой толщи, не отличающейся от отложений эоплейстоценовых других долин южного побережья Байкала.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРЯДОВОГО РЕЛЬЕФА И ВАЛУННЫХ СУГЛИНКОВ ПО ЮЖНОМУ ПОБЕРЕЖЬЮ БАЙКАЛА

Исследователи южного побережья Байкала единодушно считают, что ледники Хамар-Дабана спускались к Байкалу и изменили первоначальный эрозионный рельеф предгорной равнины. В настоящее время физико-географическая обстановка неблагоприятна для оледенения Хамар-Дабана, и нет данных, что она была благоприятной во второй половине антропогена. Для исследования этого вопроса необходимы сравнения с горами Южной Сибири, которые расположены в той же гляциологической провинции, что и Хамар-Дабан. В Хамар-Дабане «уровень 365» расположен на высоте 3600 м (Тушинский, Малиновская, 1962). Современная граница леса на северном склоне находится на высоте 1500—2000 м, а на южном — на высоте 2000 м. По А. В. Кирichenko и А. С. Шнлкимбаеву (1973), снежники-перелетки на участке против изучаемых долин Хамар-Дабана — явление нехарактерное. Только в особенно снежные зимы снег сохраняется до новой зимы. Таким образом, граница фирновых пятен в Хамар-Дабане касается основных водоразделов хребта, ее высота не ниже 2200 м.

В горах Южной Сибири «уровень 365» расположен в среднем также на высоте 3600 м. Высота горы Белуха 4506 м, причем даже в условиях, когда этот уровень лежит ниже вершины на 900 м, длина ледников на ее склонах не больше 10 км. Высота снеговой линии на ледниках Белухи около 2900 м, а высота границы леса 1900 м. В Северо-Чуйском хребте на ледниках снеговая линия находится на высоте 3000—3100 м, граница фирновых пятен — на высоте 2500—2600 м, а граница леса — на высоте 2200 м. Таким образом, вертикальный промежуток границы леса и снеговой линии составляет не меньше 900 м, а границы фирновых пятен и снеговой линии 500—600 м.

Если предположить депрессию снеговой линии в Хамар-Дабане даже в 1000 м (тогда как на Алтае 600—800 м), то «уровень 365» был бы выше основных водоразделов хребта, которые расположены на высоте 2000—2200 м. Поэтому снег на основных плоских поверхностях водоразделов Хамар-Дабана не накапливался, и оледенение должно было питаться в основном за счет концентрации его в карах с высотой днищ не ниже 1500 м. В подобных условиях ледников значительных размеров ожидать было невозможно. Современное положение границ леса, фирновых пятен, «уровня 365» при высоте хр. Хамар-Дабан, сравнение с другими горными странами юга Сибири и предположение, что была депрессия снеговой линии в 1000 м, не позволяют признать реальностью высказывание, что ледники второй половины антропогена спустились к Байкалу. На Хамар-Дабане во время оледенения нижний уровень хionoсферы не опускался ниже основных водоразделов хребта, горные ледники питались из каров за счет концентрации снега и в лучшем случае не могли быть длиннее 10—15 км от истоков.

Приведенные соображения подтверждаются данными наблюдений в долинах предгорной равнины по побережью Байкала в течение ряда лет. Основные доказательства гипотезы оледенения долин на равнине южного побережья Байкала следующие.

1. Холмисто-грядовый рельеф и конечные морены напора, выдвинутые за береговую линию озера либо оканчивающиеся по выходе долины из гор.

2. «Типичные моренные» отложения, представленные «валунно-щебнисто-глинистым материалом» (Пальшин, 1955, с. 75).

3. Крупные глыбы и валуны размером 3×4 м, отдельные глыбы достигают 6 и даже 15 м.

4. «Моренно-подпрудные» и «моренные» озера среди холмисто-грядового рельефа «морены».

Таким образом, все доводы в пользу оледенения долин на равнине вдоль берега Байкала являются результатом морфологического анализа рельефа и рыхлых отложений долин. В связи с разработкой карьеров по побережью Байкала возникла необходимость проанализировать рельеф и новые обнажения и отклонить гипотезу оледенения, согласно которой ледники в верхнеантропогеновое время достигли Байкала. Против оледенения свидетельствуют следующие данные:

1. Так как не найдено индикатора «мертвого» льда — холмисто-моренного рельефа, представление об отступлении ледника скачкообразно, с образованием «мертвого» льда не доказано. По долинам на пойме и низких террасах развиты параллельные между собой и руслом реки гряды высотой до 6 м. Не установлены моренные амфитеатры, и имеются поворачивающие поперек русла гряды — окончания мощных грязекаменных потоков разного возраста.

2. Крупный обломочный материал во время катастрофических селей с успехом переносится грязекаменными валами селей, захватывающими обломки породы в 6 м и более. Даже сравнительно небольшой селевый поток переносит обломки больше 2 м.

3. Так называемые «типичные моренные» отложения, образующие продольные русла гряды, представляют собой смесь обломков разной окатанности и крупности, от глин до крупных глыб. По мере продвижения к Байкалу крупность обломков заметно уменьшается. Подобные «моренные» отложения фациально замещаются террасовыми галечниками или образуют карманы в толще нормального горного аллювия. Аккумуляция исследуемых отложений проходила прерывисто, что выражается в своеобразной сортировке и слоистости облекающего характера, когда отложения одной порции накладываются на такие же отложения, но более древние. Подобные особенности строения гряд и отложений не свидетельствуют об их ледниковом происхождении.

4. «Моренные» и «моренно-подпрудные» озера приурочены к ложбинам, расположенным между грядами, или к тыльным понижениям террас и неровностям высоких террас. Многие заболачивающиеся озера занимают староречья на низких террасах, вытянуты к Байкалу и отгорожены от него селевыми грядами.

Таким образом, теоретические предположения, не оправдывающие оледенение, ледники которого выдвигались к Байкалу, подтверждаются анализом рельефа и отложений долин предгорной равнины. Долины рек Переемой, Выдринной, Снежной, Осиновки и других в нижнем течении не подвергались оледенению, ледники не достигали предгорной равнины. Так называемый «моренный» рельеф и «моренные» отложения на южном побережье Байкала были сформированы во время частых селей дождевого, гляциального и сейсмического генезиса. Если судить по характеру рельефа этих долин, то наиболее опасны те, где сейчас возможны выплескивания озер вследствие сейсмических толчков.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М., Адаменко Р. С., Белова В. А., Ивановский Л. И., Кейда Э. П., Снытко В. А. Возраст моласс Южно-Байкальской впадины и этапность необайкальской фазы рифтогенеза.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975
- Белова В. А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое. М., «Наука», 1975.
- Будз М. Д. О геологических условиях формирования селей Прибайкалья.— В кн.: Материалы по инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск — М., 1964.
- Галкин В. И. Снос обломочного материала селевыми потоками в озеро Байкал.— В кн.: Донные отложения Байкала. М., «Наука», 1970.
- Заморуев В. В. Четвертичное оледенение Забайкалья.— «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1973, вып. 3.
- Кириченко А. В., Шилкимбаев А. С. Снежники хребта Хамар-Дабан.— В кн.: Записки Байкальского филиала Географического общества СССР. Вып. 97. Чита, 1973.
- Ламакин В. В. Танхойский берег Байкала.— В кн. Географический сборник. Т. X. Геоморфология и палеогеография. М.— Л., 1958.
- Логачев Н. А. Саяно-Байкальское станное нагорье.— В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1975.
- Обручев В. А. Необычный сел в Хамар-Дабане.— «Природа», 1934, № 9.
- Олюнин В. Н. Древнее оледенение Хамар-Дабана.— В кн.: География и геоморфология Азии. М., «Наука», 1969.
- Пальшин Г. Б. Кайнозойские отложения и оползни юго-восточного побережья Байкала. М.— Иркутск, 1955.
- Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Положение «уровня 365» над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением.— «Инф. сб. о работах МГГ», 1962, № 9.
- Хромовских В. С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М., «Наука», 1965.

Д. Б. Базаров, И. М. Борисенко, А. К. Тулоханов

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН БУРЯТИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗА ИРРИГАЦИИ ЗЕМЕЛЬ ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ

Основные площади сельскохозяйственных угодий Бурятии расположены в пределах речных долин и межгорных впадин, в которых сосредоточены наиболее благоприятные для земледелия элементы рельефа. К ним относятся голоценовые поймы и верхнеплейстоценовые террасы и более древние раннеплейстоценовые и эоплейстоценовые увалы. Однако районы основных сельскохозяйственных угодий являются степными

и характеризуются засушливыми климатическими условиями: малым количеством осадков и высокой степенью испаряемости в условиях открытых ландшафтов, что не позволяет вести эффективное сельскохозяйственное производство без широкой водной мелиорации земель.

Существующее в настоящее время орошаемое земледелие в Бурятии базируется на использовании поверхностных вод естественных водотоков и водоемов, вода из которых подается на поля по каналам. В процессе движения значительное количество воды теряется на инфильтрацию и испарение, способствуя тем самым развитию процессов вторичного засоления и заболачивания земель, что создает дополнительные трудности в мелиоративном строительстве и снижает урожайность земель. Кроме того, несмотря на обилие водотоков (около 9 тыс.) и сравнительно высокий (3—7 л/с/км²) модуль стока, во многих районах республики, особенно в степных центральных и южных, дальнейшее расширение ирригации земель тормозится отсутствием достаточного количества поверхностных вод. Малые реки, как правило, к середине лета пересыхают и не обеспечивают вегетационных поливов.

Проведенные совместные геоморфологические и гидрогеологические исследования показывают, что наряду с поверхностными водами реальным и надежным водосточником поливного земледелия на территории Бурятии, особенно в засушливых и слабо обводненных районах, могут быть воды, заключенные в рыхлых отложениях речных долин и межгорных впадин. Именно в этих коллекторах сосредоточена большая часть эксплуатационных запасов подземных вод. Естественно, что режим, закономерности распространения и движения подземных вод во многом определяются особенностями строения и историей накопления рыхлых отложений, а также условиями формирования речных долин и межгорных впадин Бурятии. Здесь выделяются следующие этапы формирования долин и их осадков: плиоценовый — врезания, переуглубления долин и формирования мощной толщи погребенных обохренных галечников; нижне- и среднеплейстоценовый — заложения долин и межгорных впадин и наполнения их песчаными озерно-аллювиальными отложениями; позднее, среднеплейстоценовый — врезания и формирования среднего комплекса песчаных террас (25—30 и 40—50 м); верхнеплейстоценовый — образования низкого комплекса террас; голоценовый — тектонических опусканий и расширения пойменных равнин.

В истории формирования контуров современной речной сети Бурятии намечается отчетливая связь с характером и темпами проявления новейших тектонических движений. Именно в результате дифференцированных подвижек земной коры в плиоцене и, как следствие, изменения базиса эрозии произошло врезание рек, возникли глубокие антецедентные участки в долине Селенги, там, где она прорезает хребты Хамар-Дабан, Боргойский, Бургутуй, Заганский, Худунский, Курбинский, Джидинский и др. В других морфоструктурных условиях формировались эпигенетические долины прорыва. Таковы по генезису Желтуринское (р. Джиды), Тэгдинское (Курба), Красноярское (Чикой) сужение в притоках Селенги. Однако независимо от происхождения усиление процессов глубинной эрозии привело в конечном счете к четкообразному рисунку долинной сети, когда расширенные участки долины, приуроченные к контурам мезокайнозойских впадин, неоднократно сменялись сужениями. Глубина вреза антецедентных и эпигенетических долин одинаковая и колеблется в пределах 500—700 м. Относительно уровня современных пойм днища древних каньонообразных долин лежат на 80—120 м ниже. Эти фрагменты плиоценового рельефа заполнены мощной толщей песчано-галечных, галечных и галечно-валунных отложений. В гидрогеологическом отношении эти осадки изучены недостаточно полно. По данным отдельных скважин их производительность составляет десятки литров в секунду при снижении уровня до 10 м.

В первой половине антропогена речные долины и межгорные впадины Бурятии заполнились мощной толщей слоистых песков и супесей озерного, аллювиального, пролювиально-делювиального и эолового происхождения, объединяемых в кривоярскую свиту (Базаров, 1968; Равский, 1972). В долинах рек Селенга, Хилок, Чикой и Джиды они слагают высокие увалы и террасовалы и обнажаются в уступах террасовидных площадок высотой до 80—120 м. Мелкозернистый состав водовмещающих пород и слабая сортировка материала обуславливают низкую водоносность осадков кривоярской свиты. Удельный дебит скважин обычно не превышает 0,1—0,3 л/с при коэффициентах фильтрации от сотых и десятых долей до единиц метров в сутки. Эксплуатация водоносного комплекса отложений первой половины антропогена, кроме того, затруднена глубоким залеганием уровня грунтовых вод (от 20—30 до 80—120 м).

К отрицательным явлениям при сельскохозяйственном освоении расчлениваемых участков рельефа следует отнести широкое развитие процессов водной и особенно ветровой эрозии. Этому способствуют существенно псаммитовый состав субстрата и недостаточная почвенно-растительная закрепленность эродлируемых земель. В результате усиления эоловой деятельности образуются многочисленные барханы, дюны, грядовые и бугристые формы рельефа, занимающие значительные площади на юге Селенгинского среднегорья. В тех районах, где отсутствует противоэрозионная защита или она недостаточно эффективна, эоловые пески находятся в постоянном движении и перевеваются на большие расстояния.

К флювиальным формам рельефа второй половины антропогена относятся низко- и средневысотные аккумулятивные террасы в долинах постоянных водотоков, часто сопряженные с конусами выноса, наземными дельтами и делювиально-пролювиальными и пролювиальными шлейфами. На этих террасах расположены большинство населенных пунктов и основные массивы сельскохозяйственных угодий, которые остро нуждаются в орошении.

Строение, литологический состав и гидрогеологические условия террас различны и наряду с многими другими факторами определяются особенностями морфоструктурной позиции и характером неотектонических движений субстрата.

Аллювий 18—22-метровой террасы наиболее крупных речных долин Бурятии, накопившийся за время казанцевского межледниковья и зырянского оледенения, представлен главным образом песчаными разностями. Отложения 8—12-метровой (II надпойменной) террасы зырянского возраста имеют существенно галечный и галечно-валунный состав при подчиненном значении псаммитовых фракций. По механическому составу отложения близки аллювиальному материалу, слагающему самую молодую по возрасту 6—8-метровую террасу. Наиболее пестры по литологии и строению пойменные осадки. На суженных участках долин, где ширина поймы минимальна, в их разрезе доминируют грубообломочные русловые фации инстративного аллювия, в расширениях преобладают собственно пойменные и старичные тонкозернистые образования. Общая мощность голоценовых отложений в поймах крупных рек Бурятии достигает 20—25 м, сокращаясь на участках пересечений с хребтами до первых метров.

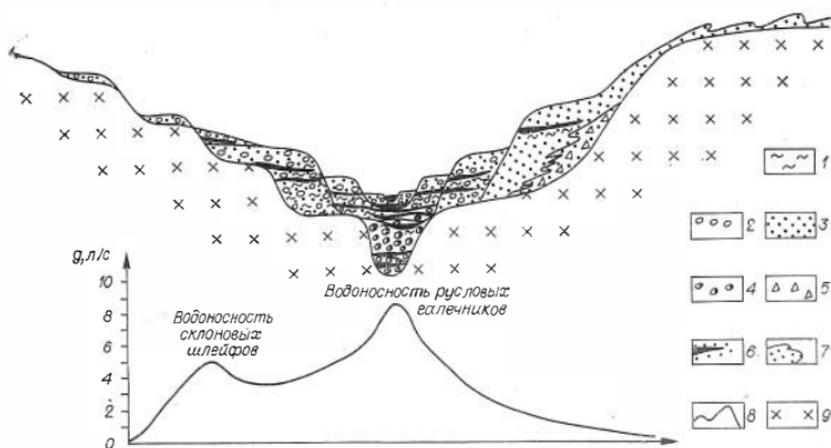
Из всех рассмотренных элементов долинного рельефа Бурятии наиболее высокой водоносностью и значительной мощностью водоносных горизонтов характеризуются позднелеистоценовые и голоценовые отложения комплекса низких террас и пойм. Производительность скважин, пройденных в гравийно-галечных фракциях этих отложений, достигает обычно 20—90 л/с при понижении уровня воды на 2—6 м. Коэффициент фильтрации при этом равен 100—200 м/сут и более. Ширина

полосы вдоль русел рек, в пределах которых аллювиальные отложения характеризуются максимальной водоносностью, для наиболее крупных водотоков Бурятии (рек Селенга, Уда, Чикой, Хилок, Баргузин и др.) не превышает обычно 2—3 км. Эти прирусловые участки долин и являются наиболее перспективными при использовании грунтовых вод для орошения (Борисенко, 1977). Близкое залегание подземных вод в этих условиях исключает необходимость бурения здесь глубоких (>30—50 м) эксплуатационных скважин, а высокие удельные дебиты могут обеспечивать орошение больших земельных массивов. В таких наиболее благоприятных в гидрогеологическом отношении районах возможно устройство крупных инфильтрационных водозаборов, обеспечивающих орошение 5—10 тыс. га земельных угодий.

Меньшей водоносностью характеризуются песчано-гравийные и гравийные отложения низких и средних террас, сформировавшихся во второй половине антропогена. Удельный дебит скважин, пройденных в этих осадках, обычно не превышает 3—5 л/с. Условия использования подземных вод для орошения оцениваются как частично благоприятные. Площадь единичного массива орошения здесь достигает 1—5 тыс. га.

Низкая водоносность отмечается в аллювиальных и озерно-болотных отложениях, представленных мелкозернистыми песками и илами. Удельный дебит скважин обычно не превышает 0,2—0,3 л/с при коэффициентах фильтрации 0,5—3 м/сут. Небольшие эксплуатационные запасы подземных вод делают нерентабельным использование их для орошения.

Таким образом, в поперечном разрезе речных долин Бурятии отмечается увеличение водоносности аллювиальных образований от высоких террас к более низким уровням, что связано с прогрессирующим погребением в том же направлении гранулометрического состава слагающих их отложений и резким сокращением доли пелитовой фракции (см. рисунок), т. е. в данном случае усиление неотектонической активности во второй половине антропогена привело к накоплению более грубообломочного аллювия и тем самым положительно сказалось на обводненности позднплейстоценовых и голоценовых отложений.



Принципиальная схема строения речных долин Бурятии и изменения водоносности рыхлых отложений.

1 — глины; 2 — галька; 3 — песок; 4 — галечники погребенных русел; 5 — склоновые образования; 6 — водоносные пласты; 7 — золыстые отложения; 8 — график изменения удельных дебитов в поперечном разрезе долин; 9 — корневые породы.

Значительными эксплуатационными запасами обладают и водоносные горизонты делювиально-пролювиальных шлейфов и наземных дельт вблизи бортов долин, сложенные преимущественно грубообломочным материалом с песчано-щебнистым заполнителем. В формировании ресурсов грунтовых вод здесь участвуют также поверхностные воды, фильтрующиеся через склоновые образования.

В продольном профиле долин по всем террасам обеспеченность удельных дебитов увеличивается вниз по течению, но в конце каждого расширенного участка долин перед сужениями эпигенетического и антецедентного характера водоносность аллювия, особенно в пойме, резко снижается. Это объясняется тем, что материал, слагающий водоносный горизонт, вниз по течению дифференцируется и становится более однородным, а обводненность пород — более равномерной. Снижение водоносности современных отложений обусловлено также осаждением мелких влекомых и взвешенных частиц в результате снижения скорости течения водотока.

Таким образом, изучение закономерностей и этапов формирования речных долин имеет не только научное, но и практическое значение. Оно служит основой для прогноза гидрологических условий того или иного участка речной долины, позволяет дать предварительную оценку естественных ресурсов подземных вод, а также рекомендации по наиболее рациональному их использованию, в том числе и для ирригации земель.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968.
- Борисенко И. М. О возможностях использования подземных вод для орошения на территории Бурятии.— В кн.: Гидрогеологические проблемы меллорации земель в Бурятии. Улан-Удэ, 1977.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.

В. Н. Бородин

АНАЛИЗ ПРОДОЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ РЕК ВЕЛЬМИНСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Анализу продольных профилей русел рек в последние годы уделяется повышенное внимание исследователей (Сетунская, 1959; Волков, 1964; Якименко, 1970; и др.). И все же, несмотря на обширные разработки этого вопроса, рекомендации авторов по технике построений и интерпретации отдельных параметров продольных профилей неоднозначны и нередко противоречивы.

Существуют мнения, что для участков рек, пересекающих новейшие тектонические поднятия, характерны повышенные уклоны и положительные относительные деформации русел. Однако простое сопоставление этих двух характеристик одного и того же водотока показывает, что они не имеют между собой четкой пространственной связи: резкие повышения падений русел рек могут наблюдаться на участках как положительных, так и отрицательных относительных деформаций. Сама

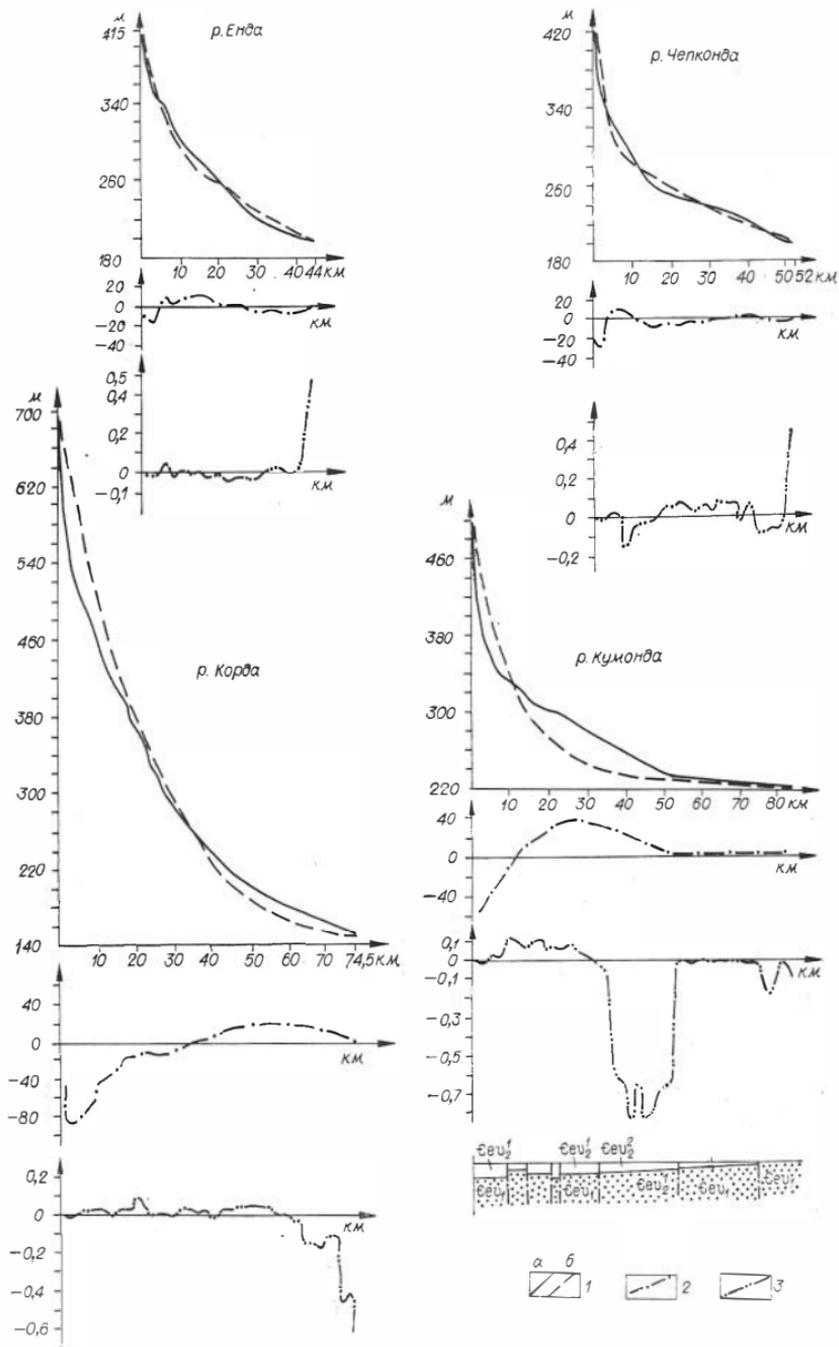
система отсчетов при построении Графиков, когда за общее начало принимается исток реки, предопределяет так называемые отрицательные относительные деформации в верховьях рек, если углы падения реальных русел на этих участках более крутые, чем на расчетных продольных профилях (см. рисунок). Но совершенно ясно, что более крутые уклоны русел в верховьях будут иметь водотоки, берущие начало в пределах именно воздымающихся структур или тектонических блоков или, в крайнем случае, в пределах массивов более крепких горных пород. В частности, такая ситуация нередко наблюдается в пределах Вельминской антеклизы, территории с повсеместным развитием эрозионно-денудационного рельефа. Анализ продольных профилей рек для нее является одним из немногих доступных способов получения информации об активности структур на неотектоническом этапе.

С целью определения деформаций продольных профилей как по ординатной составляющей (Волков, 1964), так и по уклонам (Сетунская, 1959) на территории Вельминской антеклизы было проанализировано более 350 рек 5—8 порядков (по Р. Хорнтону), т. е. длиной 20 км и более. Оказалось, что топографические (реальные) продольные профили верховьев всех рек на этой территории опущены относительно расчетных на величину до 100—120 м. Пользуясь известными критериями интерпретации относительных деформаций профилей, следовало бы считать, что верховья всех рек расположены на опускающихся, причем интенсивно, участках земной поверхности. Это явно противоречит представлениям о структурно-тектоническом строении территории. Подобное несоответствие также выявлено Э. Л. Якименко (1970) для района сопряжения Южно-Минусинской впадины с Западным Саяном.

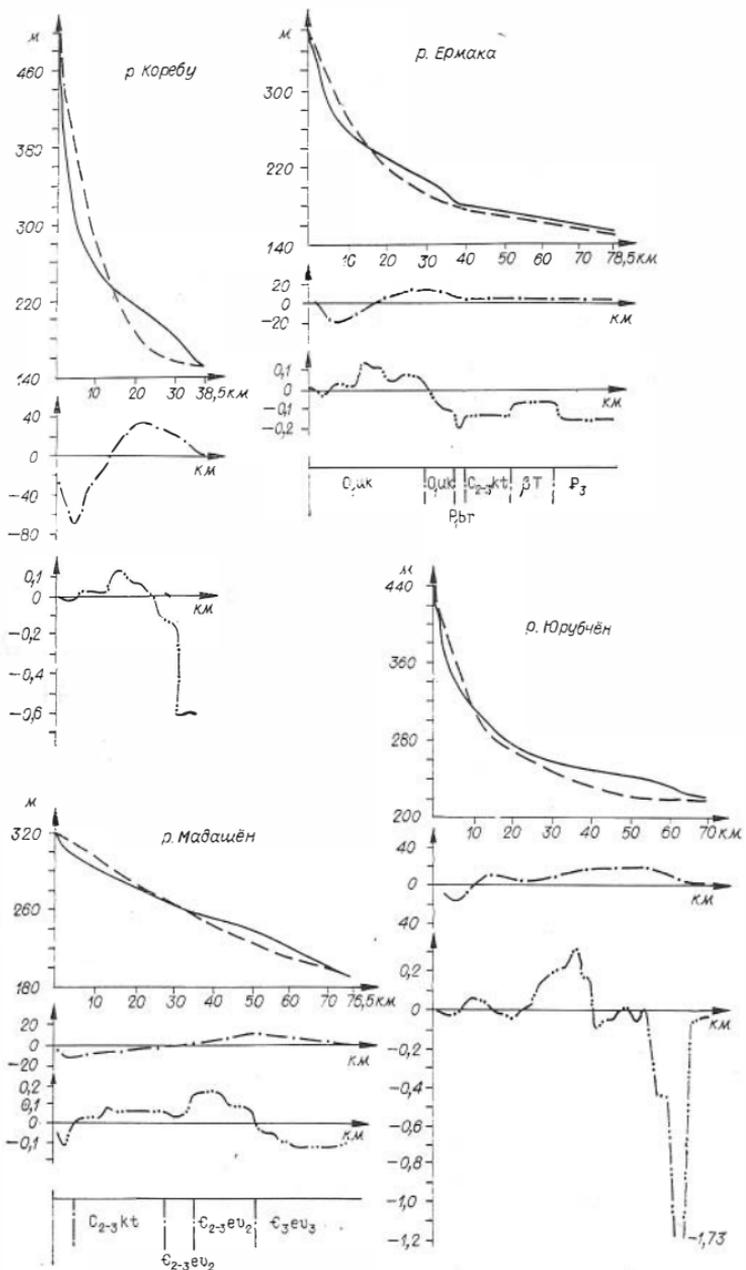
Графики разницы уклонов топографических и расчетных продольных профилей, построенные по тем же рекам, отличаются не только качеством информации, но и, естественно, более высокой детальностью. Но прежде чем освещать результаты интерпретации их (иногда называемых структурно-морфометрическими), вероятно, следует остановиться на некоторых особенностях их построений.

Общий порядок получения исходных данных оставался таким же, какой был предложен Л. Е. Сетунской (1959). В качестве «репера» при сравнении уклонов реального продольного профиля использовался геометрический аналог, рассчитанный по эмпирической формуле П. В. Иванова, причем показатель формы продольного профиля λ определялся для каждой реки отдельно. Это обусловлено большим разбросом значений λ (от 0,7 до 10), несмотря на то, что все анализируемые реки протекают в пределах единой в структурном отношении территории — Вельминской антеклизы. Но в отличие от Л. Е. Сетунской нами сравнивались не уклоны русла в метрах на километр, а углы наклона элементарных участков русла. Это проводилось следующим образом. Вначале измерялись углы наклона идентичных участков русла на топографическом и расчетном профилях, затем вычислялась разность углов и определялись тангенсы разности углов. Естественно, элементарные участки профиля должны отвечать требованию — равномерности уклона по всей его длине.

Усложнение расчетов, связанное с вводом тригонометрической функции, вызвано необходимостью повышения дифференцированности графиков и их наглядности, что оказывается немаловажным при интерпретации. С этой же целью вертикальный масштаб всех графиков выбран во много раз крупнее, чем горизонтальный. Имеются и другие особенности в технике расчетов и построений. Так, определение углов наклона элементарных участков русел с целью повышения точности построений проводилось графоаналитически с использованием дополнительно вычерченных для этих целей топографических и расчетных профилей в более крупных масштабах (увеличенных в 4 раза).



Примеры продольных профилей русел
 1 — топографический (а) и расчетный (б) продольные профили русел рек; 2 — график относительной продольных



рек Вельминской антеклизы.
 деформации продольного профиля; 3 — график разности уклонов топографического и расчетного профилей $\{ \text{tg}(\alpha - \beta) \}$.

Замечено, что если вдоль русла (например, по направлению к устью) наблюдается увеличение интенсивности положительных тектонических движений территории, то уклоны русла в этом направлении уменьшаются, и наоборот, при уменьшении интенсивности положительных движений (или тем более нарастании отрицательных) уклоны русла увеличиваются. Поэтому определение разности углов проводилось путем алгебраического вычитания значений углов наклона элементарных участков топографического профиля из значений углов наклона тех же участков расчетного профиля, т. е. был принят обратный порядок. Полученные таким способом структурно-морфометрические графики продольных профилей рек отличаются простотой интерпретации — увеличение значений на графике соответствует увеличению амплитуды положительных неотектонических движений.

Сопоставление результатов интерпретации с геологическими материалами указывает на весьма высокую их сходимость. Выявленные в процессе геологического картирования и дешифрирования космо- и аэрофотоматериалов тектонические структуры и разрывные нарушения на территории Вельминской антеклизы находят четкое отражение в строении структурно-морфометрических графиков продольных профилей рек, пересекающих эти тектонические объекты. На рисунке в качестве примеров приведены продольные профили рек Кумонда, Ермак и Модашен. Здесь же показаны схематические геологические разрезы вдоль профилей этих рек. Каждый из тектонических разрывов, вдоль которых устанавливаются вертикальные перемещения, на структурно-морфометрических графиках выражается резким перегибом, причем наиболее опущенным блокам соответствуют наименьшие значения разности уклонов. Полевыми работами установлено, что перегибы на графиках в реальных условиях выражаются перекатами и порогами в русле реки с перепадом зеркала воды от нескольких сантиметров до 2—3 м. На структурно-морфометрических графиках рек находят отражение активные тектонические разрывы и их зоны, достаточно хорошо выраженные в рельефе и поэтому уверенно дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Например, крупные тектонические разрывы, выявленные по космическим снимкам, нередко однозначно фиксируются перегибами в продольных профилях многих рек, пересекающих разрыв. Учитывая характер изменения уклона русла, т. е. положительный или отрицательный знак изгиба профиля, можно определить не только местоположение разрывного нарушения, но и направление тектонических движений блоков земной коры вдоль разрыва.

В строении продольных профилей рек находят также отражение тектонически активные локальные структуры. Уклоны русла реки, пересекающей активное поднятие, на верхнем (по течению реки) крыле выполаживаются, а в сводовой части и на противоположном крыле структуры заметно возрастают (р. Юрубчен). При пересечении рекой отрицательной структуры наблюдается обратное явление — на входе уклоны реки возрастают, а на выходе уменьшаются. Естественно, некоторые осложнения в представленную картину могут вносить крупные разрывающие структуру тектонические нарушения.

На интенсивно растущих поднятиях реки смещаются в сторону развивающейся депрессии. В этом случае (р. Корда) структурно-морфометрический график характеризуется слегка повышенными значениями уклона в верхнем и среднем течении реки. Если же река пересекает такое поднятие в сводовой его части то смещения русла в сторону может и не быть, но на выходе реки из структуры уклоны продольного профиля, как правило, резко возрастают (р. Коробу). Именно здесь происходят интенсивное врезание русла и вынос обломочного материала.

На рисунке, кроме того, изображены продольные профили рек Енда и Чепконда, протекающих на территории Енисейского кряжа. Русло

Енды проложено вдоль, а Чепконды — поперек складчатых структур, что нашло отражение в строении структурно-морфометрических графиков.

На характер продольного профиля русла реки кроме тектонического фактора, без сомнения, оказывают влияние гидродинамический режим водотока и литология обнажающихся на поверхности пород, точнее, устойчивость пород выветриванию и разрушению. Влияние этих факторов следует рассматривать применительно к конкретным условиям. Так, тела траппов, в том числе силы в верховьях рек, создают повышенно крутые уклоны русел, на границах распространения траппов образуются перегибы продольных профилей русел. В средних и нижних течениях рек, в местах, где водность потоков сравнительно большая, силы, как правило, не оказывают влияния на уклоны русел, но в местах пересечения реками даек и секущих тел траппов формируется ступенчатый профиль. Здесь не исключается также возможность существования тектонических напряжений и подвижек вдоль разрывов, по которым происходило внедрение интрузивных тел траппов. Влияния разницы литологического состава осадочных толщ платформенного чехла на образование перегибов в продольных профилях русел рек замечено не было.

Таким образом, анализ разницы уклонов реальных и расчетных продольных профилей русел рек дает возможность выявлять активные тектонические объекты, устанавливать направления перемещений вдоль разрывов и их зон, которые определяют режим грунтовых вод и водотоков и которые, без сомнения, должны учитываться при сооружении мелiorативных систем.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков Н. Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек.— *Изв. АН СССР. Серия геогр.*, 1964, № 2.
- Сетунская Л. Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений.— *Изв. АН СССР. Серия геогр.*, 1959, № 3.
- Якименко Э. Л. Карта относительной деформации продольных профилей рек.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Вып. 1. Новосибирск, «Наука», 1970.

Л. Н. Зведер

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ В ИЛИМСКОМ, УСТЬ-КУТСКОМ И КАТАНГСКОМ РАЙОНАХ • В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ МЕЛИОРАЦИИ

Новейшие структуры — Непский вал, Непская впадина, Северо-Непский вал и Непско-Тунгусская впадина, развитие по левым притокам р. Непы, по Непе в районе Непской петли, а также на междуречьях Ик — Чайкакон, Юрьевский Челедуй — Чайкакон, имеют резкие перепады деформированной поверхности выравнивания, несомненно отражающие разломы северо-восточной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Наличие север-восточных и северо-западных разломов подтверждается результатами геолого-геофизических работ, а субмеридиональные системы разломов на водоразделе Ик — Чайкакон, трассируются на юг в бассейны Чинягды, Чангиля, Суринды и Непы в районе пос. Токма по спрямленным отрезкам гидросети и поверхности выравнивания.

Следует отметить, что там, где наблюдается резкий перепад мелнннепалеогеновой поверхности выравнивания, фиксируется смена типов рельефа, изменяется вертикальная и горизонтальная расчлененность,

повсеместно меняется продольный и поперечный профили речных долин. Реки Непа, Суринда и Ниж. Тунгуска, находящиеся в зоне с отметками деформированной мел-раннепалеогеновой поверхности выравнивания в интервале 420—570 м, несут следы одряхления и имеют широкие заболоченные долины с мощным покровом четвертичных отложений, что указывает на быструю компенсацию прогиба.

Интересно поведение III надпойменной террасы р. Непа. На поднятия она достигает высоты 22—26 м, а в погружениях — менее 18 м. Соответственно изменяется и мощность аллювия. На значительной территории она составляет 2—4 м и только в опущенных блоках увеличивается до 10 м.

Новейшие структуры, характеризующие бассейн Катанги и Ангаро-Катангского междуречья, имеют сложное строение, поскольку здесь на значительной территории развиты траппы, и границы отдельных блоков приобретают очень контрастный вид, размах новейших движений подчеркивается литоморфным влиянием траппов.

Очень контрастна впадина в бассейне Чулы, которая явно тектонического происхождения, что видно на геологических, геоморфологических и топографических картах.

На водоразделе Катанга — Чула по правобережью Катанги в бассейне ее левых притоков-речек и ручьев Мал. Долбачан, Собака, Чурачатчак главная северо-восточная система деформаций мел-раннепалеогеновой поверхности выравнивания осложняется резкими деформациями субширотной и субмеридиональной ориентировки, что подтверждается поведением гидросети и хребтов Анадскан, Иланья, Москаль, Урачен и Черный. Здесь перепад деформаций мел-раннепалеогеновой поверхности выравнивания составляет 150 м, причем в опущенных блоках на стрелке Чулкан, Янкари и Берамин развиты мощные болота, ограничивающие, по-видимому, с севера и востока зоны разломов.

На Ангаро-Катангском междуречье хорошо заметны северо-восточные дислокации, идущие вдоль р. Ката, субмеридиональные, трассируемые от рек Полово на реках Сек-Ели, Кате в районе устья р. Кешеуля. Субширотная система дислокаций, сочетающаяся с северо-восточной и субмеридиональной, видна по поведению Копаяевой и хр. Хаинь. Этой зоне придается большое значение при поисках железорудных месторождений в Ангаро-Катангском железорудном районе.

Кроме того, на Ангаро-Катангском междуречье меняющиеся направления изолиний 450 и 500 м, а также поведение рек Секиль, Диктанга, Фитиль, Тайменчик, 3-я Куркакич и ориентировка хр. Минского говорят о том, что здесь проходит мощная зона разломов северо-западной ориентировки, протягивающаяся, по-видимому, до истоков р. Мал. Чадобец.

К востоку от Ангаро-Катангского междуречья на Катанге, в районе пос. Илимская Контора, в бассейне рек Мара, Маракан и на Мара-Непском междуречье отмечаются весьма четкие деформации, ни в какой мере не объяснимые литоморфным влиянием траппов.

Этот район, судя по геологическим, геофизическим, геоморфологическим и топографическим картам, резко отличается от районов, расположенных к северу, северо-западу и востоку.

Вдоль изолинии 700 м четкая цепь хребтов Саранычев, Кыяуран, Каркарун подчеркивает субмеридиональные дислокации. Северо-восточную систему дислокаций отражают хребты Урачан, Румын, Николаевский, субширотную — хр. Тихонов и горы Ионья, Дуихта. Хребты Веренинский, Дабальчин, Лобаниха, Анадекан, лежащие в зонах резких изменений пространства изолиний мел-раннепалеогеновой поверхности, отражают сложные взаимоотношения разломов.

Ангаро-Илимское междуречье является, с одной стороны, продолжением тех деформаций, которые были намечены при описании предыду-

щих районов, а с другой — здесь выявляются новые системы дислокаций, отмечаемые в поле развития нижне- и верхнепалеозойских траппов и туфов триаса. Иными словами, на этой территории появляется возможность видеть преобладающую роль тектонического фактора над литоморфным, а также трассирование мощных зон деформаций на огромные расстояния независимо от возраста и состава пород.

Для этой территории характерна тесная связь ориентировки изолиний деформированной мел-раннепалеогеновой поверхности выравнивания с фрагментами реального рельефа, подтверждаемая в бассейне Тубы наличием хр. Камень, местоположением гор Камень и Луговой Камень. При более детальных наблюдениях удается заметить мелкие локальные субширотные деформации вдоль этой субмеридиональной зоны деформаций на Тубе в 3,2—4,0 км вверх от устья р. Бол. Желдон, на водоразделе р. Байкальская Рассоха и правого безымянного притока Тубы.

Далее к востоку в междуречье трех рек — Тубы, истоков Игирмы и Катанги — в контурах Катангской седловины наблюдаются очень четкие деформации, хорошо картируемые по смене типов рельефа, перепаду высот поверхностей выравнивания, по рисунку реального рельефа. В районе Верхне-Катангской впадины, там, где северо-восточные дислокации осложняются системой скрытых северо-западных разломов, хребты Такихтинский, Заболотный, Катангский, Румянцев, Тубинский, Игирминский имеют очень сложную конфигурацию, а реки Катанга, Туба, Игирма, Морда и многие речки и ручьи многократно меняют направления стока и, как правило, сопровождаются встречными притоками.

Дальше к востоку, к верховьям рек Кута и Бол. Ичегда, заметна резкая перестройка морфологии деформированной мел-раннепалеогеновой поверхности выравнивания. Здесь ориентировка дислокаций в основном северо-северо-восточная.

Ангаро-Илимское междуречье представляет сочетание субмеридиональных, северо-восточных и субширотных дислокаций. Хребтами Николаевским, Золотым отражена зона Ангарских дислокаций и Илимский разлом. Воробьевское расширение Ангары, попадающее на пересечение упомянутых выше структур, нужно рассматривать как локальную приразломную впадину, каких очень много на исследованной территории. Все они представляют собой характерное проявление региональных разломов.

Река Илим в отрезке от пос. Туба до устья р. Игирма служит границей изменения геологических контуров, геофизических полей и типов рельефа. К северо-востоку от Илима располагается Илимская впадина, к юго-западу — Туринская; они очень четко фиксируются типами рельефа, степенью его расчлененности, гранулометрическим и минералогическим составом руслового аллювия.

Литвинцевская антиклинальная складка отделяет впадину Зарскую от Борисовской. К востоку от нее вдоль Илимского хребта выделяется серия четких деформаций северо-северо-западной и северо-северо-восточной ориентировки, причем в узлах пересечения этих дислокаций наблюдается резкая перестройка рисунка гидросети. Правые и левые притоки р. Кула к югу от устья р. Мук (Избушечная, Талая, Пр. Пряникова, Золотиха, Сухая, Столбовка, Слапешный, Исакова, Ключевая и Братанка) отражают систему оперяющихся трещин, идущих вдоль главного разлома северо-восточного направления.

Анализ имеющихся материалов показывает, что любая новейшая структура, как правило, сразу характеризуется большим количеством признаков, свидетельствующих о поднятии или опускании. Структуры активные отражаются наибольшим количеством признаков, а пассив-

ные — наименьшим. Самое большое количество признаков несут узкие линейные структуры, разделяющие впадины, самое малое — молодые впадины Борисовская и Туринская.

Катангскому и Западно-Непскому валам, имеющим сложное блоковое строение, усиливающееся литоморфным влиянием траппов, свойственны возвышенные водораздельные пространства (хребты Адская, Иланья, Москаль, Урачен и Румын), антицедентные участки долин, суженный и неполный террасовый комплекс, крутые борта долин, резко выраженные уступы террас, обрывистые берега, спрямленные участки речного русла и водоразделов, выпуклые и прямые склоны, ступенчатые продольные профили рек, широкое распространение оползневых форм, Т- и Г-образные долины, нарушение спокойного характера рельефа, развитие крутых склонов, увеличение грубозернистости аллювия (выход фракций +4 мм и крупнее до 60% при выходе минералов тяжелой фракции более 1,5 кг на 1 м²).

Для Чувльской впадины, разделяющей упомянутые валы и опущенный блок, расположенный севернее Катангского вала, замечены следующие изменения. В опущенных блоках на стрелках Чулакан, Янкари и Беранин развиты мощные болота, во многих местах наблюдаются низкие долинные и придолинные участки, сопровождающиеся повышенной мощностью четвертичных отложений с преобладанием песчано-алевролитовых образований. Река Чула имеет широкую корытообразную долину, широкую пойму, ей свойственно интенсивное меандрирование при выравнивании продольном профиле. Во впадине вскрыты юрские, мел-палеогеновые континентальные отложения, отмечен комплекс высоких террас, которые отсутствуют на прилегающих поднятиях.

Тушамо-Полвинская впадина выделяется в рельефе очень четко. Для нее характерно резкое уменьшение абсолютных отметок водораздельных пространств, уменьшение расчлененности рельефа, наличие плоских водораздельных пространств, низкие долинные и придолинные участки. Река Ангара, пересекая впадину, разбивается на сотни островов; пороги, характерные для поднятий, расположенных вверх и вниз по реке, отсутствуют. Выпуклые и прямые склоны имеют меньшую площадь распространения, снижается крутизна склонов, уменьшается литоморфное влияние траппов. Повсеместно уменьшается падение продольного профиля долин, повышается коэффициент меандрирования рек, чаще встречаются заболоченные широкие поймы, медленно идет нарастание порядка долин, увеличиваются площади бассейнов I и II порядков долин. Примечательно, что в контурах этой впадины широко развиты денудационные уступы на осадочных породах, не фиксируемые нами на Кутско-Непском, Непско-Тунгусском и Якурымском валах.

Очень оригинальный материал получен нами по р. Катанга. Здесь в общих чертах выдерживаются закономерности, отмеченные выше для многих рек и речек. Вместе с тем видно, что река резко реагирует на геологическое строение, что фиксируется сравнением геолого-геоморфологических профилей по линиям: Илимская — Кирьяновские конторы, Хайра—Чулокан, Чулокан—Булован, Булован—Чемдальск.

Река Катанга в 1,5 км ниже зимовья Ивановского характеризуется аномальным составом руслового аллювия, типом террас и мегатрещиноватостью, подчеркивает локальную структуру, выделенную в процессе геологического картирования. Здесь и в конце спрямленного отрезка Катанги протяженностью 1,4 км в основании I надпойменной террасы встречены коренные выходы горизонтально лежащих алевролитов братской свиты. В русловом аллювии впервые появляется щебенка алевролитов; выше и ниже по течению аллювий становится более мелкозернистым (содержание фракции менее 1 мм составляет 100%).

При пересечении впадин на Катанге развиты низкие аккумулятивные террасы, а в областях поднятий — цокольные и скульптурные. На

поднятиях, в геологическом строении которых принимают участие траппы, гранулометрический состав отложений следующий: валуны — 80%, галька — 10, гравий — 3 и песчано-алевролитовые образования — 7%. На крыльях этих поднятий и в локальных впадинах выявляются небольшие участки с хорошо окатанным галечником. Более того, замечено, что концентрация запасов гравийно-галечно-песчаных образований всецело подчинена продольному профилю реки.

Наибольшая концентрация гравийно-галечных образований наблюдается на Катанге в районе речек Туримакан и Юхтакон, т. е. на южном склоне Ангаро-Вилуйского желоба.

Новейшие структуры выражаются везде своеобразно. Большое значение имеют природа и размер структуры, контрастность ее проявления, относительный возраст и многие другие факторы.

Сельхозосвоение целинных земель, примыкающих к новейшим поднятиям, показало, что маломощный почвенно-растительный покров, развитый на них, после раскорчевки и распашки уничтожается, а посев пшеницы на глинисто-щебенчатом грунте дает урожай не более 4 ц/га.

Наибольший интерес представляют впадины Илимская, Тушамо-Поливская, Игирминская, Туригская, Заярская и Борисовская, где развит мощный почвенно-растительный слой и благоприятны микроклиматические условия. Много очень сложных вопросов встает при мелиорации Катангской и Чульской впадин. Для качественной оценки этих земель необходимы специальные исследования.

А. И. Музис

ФОРМИРОВАНИЕ ПРАЕК И СОВРЕМЕННОЙ РЕЧНОЙ СЕТИ АМУРО-ЗЕЙСКОЙ РАВНИНЫ ПО ДАННЫМ ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

На существующих мелкомасштабных геоморфологических и геологических картах (в том числе четвертичных отложений) Амуро-Зейская равнина изображается как обширное поле озерно-аллювиальных накоплений. Их стратиграфия разработана хорошо, однако, как отмечают исследователи, изученность Амуро-Зейской равнины еще неравномерна и недостаточна (Чемеков и др., 1960; Бурилина, 1970; Худяков, 1977). В практике геологического картирования здесь применялась стратиграфическая схема, включающая бузулинскую ($P_3 - N_1^1$), сазанковскую (N_1) и белогорскую ($N_2 - Q_1$) свиты. Последняя подразделялась на нижне- и верхнебелогорскую подсвиты. Исходя из рисовки карт, получалось, что они слагают как бы «слоеный пирог», нижние стратиграфические уровни которого отвечают низшим гипсометрическим отметкам во впадинах рек, а верхние — водораздельным пространствам над этими впадинами. В результате формирование Амуро-Зейской равнины интерпретировалось как следствие медленного и непрерывного прогибания всей территории.

Нами сделана попытка определить закономерности размещения разнородных рыхлых образований на основе дешифрирования космических снимков. При этом учитывалось свойство криптоструктуры «прорываться» на них сквозь рыхлый покров (Музис, Щербакова, 1976) и то влияние, какое оказывают структурно-геоморфологические факторы на размещение и литогенетические особенности рыхлых отложений.

Контроль осуществлялся разреженными полевыми наблюдениями. В последние годы в связи со строительством БАМа и Зейской ГЭС рыхлый покров Амуро-Зейской равнины вскрыт дополнительными карь-

ерами. Это позволило расширить и уточнить представления о строении, генезисе и полях развития рыхлых отложений, особенно в северной части равнины. Здесь нами наблюдались три толщи: нижняя песчано-гравийная, скрытогоризонтально-слоистая, с прослоями лигнитов; породы белесого цвета, каолинизированы и уплотнены; их генезис озерный; средняя — песчано-гравийная с прослоями галечников, с четкой горизонтальной, косой и волнистой слоистостью; породы белесо-серого цвета, слабо каолинизированы и слабо уплотнены, их генезис озерно-аллювиальный; верхняя — песчано-гравийно-галечникова, с четкой косой или линзовидной слоистостью; породы бурого цвета, рыхлые, ожелезненные, с характерной пятнистой или послойной обожженностью, их генезис аллювиальный или аллювиально-пролювиальный.

По корреляции с разработанными стратиграфическими схемами, нижняя толща сопоставляется нами с сазанковской свитой, средняя — с нижнебелогорской, верхняя — с верхнебелогорской подсвитами. Однако различия в строении, характере и условиях накопления белогорских подсвит столь велики, что мы рассматриваем их как самостоятельные свиты, условно датируя нижнебелогорскую N_2-Q_1 , а верхнебелогорскую Q_{II} .

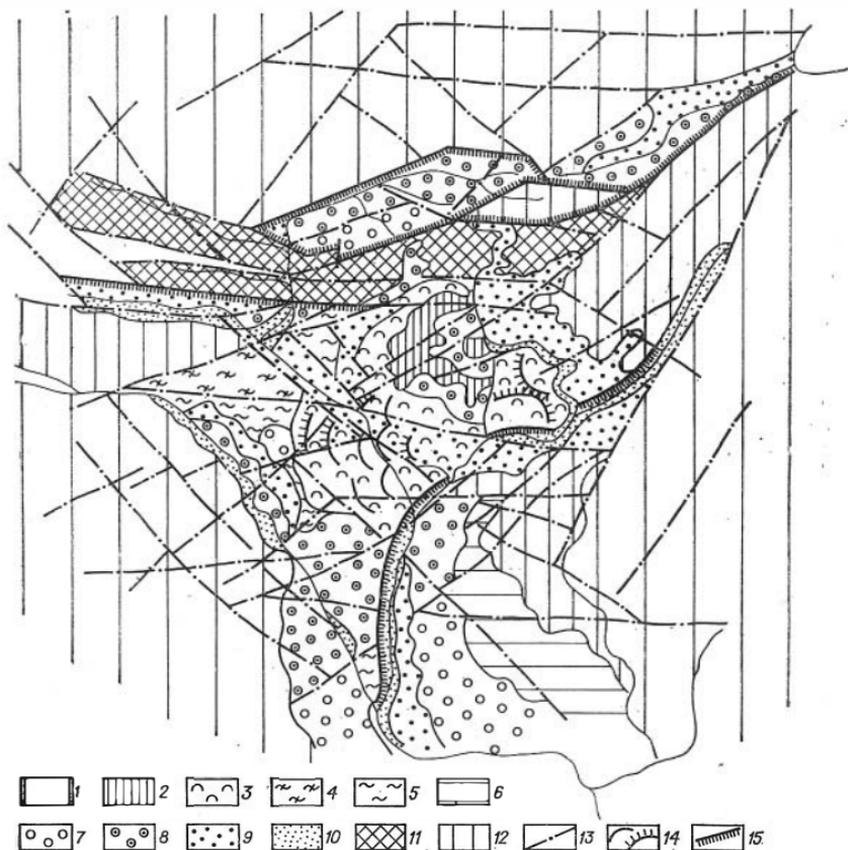
Сазанковская, нижне-, и верхнебелогорская свиты на одних участках имеют нормальные соотношения, на других наблюдается выпадение отдельных частей разреза или их соотношения по размыту. На дневной поверхности кровля этих свит, как и донеогеновых образований, покрыта маломощным чехлом продуктов физического выветривания или их перемыва. Обычно это суглинки или глинистые пески с включениями чистых песков и хорошо окатанной гальки. В верхней части такого чехла развиты торфяники или болотные почвы, маскирующие расположенные под ними породы.

Новые материалы позволили установить, что в строении Амуро-Зейской равнины сочетаются поверхности структурно-денудационного и аккумулятивного происхождения (см. рисунок).

Структурно-денудационными являются районы Октябрьского свода (Мамыиское поднятие) и северной части Амуро-Зейского междуречья.

Октябрьский свод дешифрируется на космических снимках мелкого масштаба как крупная купольная структура. Ее центральная часть выделяется в рельефе в виде сопки, сложенных гранитоидами. Краевая часть свода погребена под делювиально-пролювиальными шлейфами. Границы свода отчетливо «просвечивают» сквозь покров рыхлых накоплений и, в частности, видно, что его западная часть располагается на правобережье Зеи. По всей площади погребенного Октябрьского свода дешифрируются, особенно на снимках среднего масштаба, дугообразные линии, которые можно рассматривать как элементы структуры погребенного рельефа.

Равнина северной части междуречья Амур — Зея относительно плоская. В ее пределах по снимкам вычитаются три разнородные поверхности: 1) равнина структурно-денудационного типа; характеризуется ровным серым фототонном, поскольку коколь коренных пород здесь равномерно просвечивает сквозь маломощный чехол элювиально-делювиальных накоплений; 2) аккумулятивная равнина долины пра-Амура; протягивается левее современной долины и дешифрируется на космических снимках мелкого масштаба в виде полосок серого и темно-серого цвета. В этой зоне на участке от пос. Джалинда до с. Черняево В. Э. Мурзаевой (1964) выделена 100-метровая терраса древней долины Амура. Среди рыхлых отложений ею описаны «белесая толща» (сазанковская свита) и «бурая галечно-гравийная толща» (белогорская свита). По нашим представлениям, серая полоса на космическом снимке отвечает площади развития сазанковской и белогорской свит, темная — участку налегания верхнебелогорских образований на мезозойский цо-



Структурно-геоморфологическая схема Амуро-Зейской плиты по данным дешифрирования космических снимков.

1 — горное обрамление Амуро-Зейской плиты. 2-10 — Амуро-Зейская равнина: 2-3 — денудационный мелкосопочник Октябрьского свода — купольная часть (2) и краевая, погребенная под чехлом склоновых накоплений (3); 4 — структурно-денудационное плато и 5 — его южная часть, перекрытая маломощным чехлом проблематичных рыхлых образований; 6 — денудационно-аккумулятивная наклонная равнина, 7 — аккумулятивные поверхности (включая Верхне-Зейскую и Удскую впадины) — озеро-аллювиальная равнина на отложениях цагайской и зейской серий, 8 — аллювиальные равнины и террасы на отложениях зейской серии, 9 — аллювиальные террасы и аллювиально-пролювиальные покровы верхнебелогорской свиты, 10 — комплекс аллювиальных террас позднего плейстоцена и голоцена; 11 — эрозионно-тектонические хребты Тукуринга-Джагды; 12 — эрозионное среднегорье, осложняющее низменный рельеф Амуро-Зейской плиты; 13 — тектонические нарушения — линейamenti; 14 — элементы структуры крипторельефа; 15 — уступы эрозионные и эрозионно-тектонические.

коль Амуро-Зейского междуречья. На среднемасштабных снимках терраса пра-Амура отмечена характерным рисунком эрозии овражно-балочного типа. Она прослежена вниз по Амуру примерно до пос. Нововоскресновка; 3) аккумулятивная равнина, наложенная на структурно-денудационную поверхность Амуро-Зейского междуречья — на мелкомасштабных снимках выделяется в виде белесого «пятна», в форме укороченного овала, на среднемасштабных «пятно» выглядит плоской заболоченной равниной. По геофизическим данным, цоколь здесь погружен до 1200 м (Венус, 1964).

Стратиграфия рыхлых отложений этого участка имеет решающее значение при определении структуры Амуро-Зейской равнины. По су-

ществующим представлениям, депрессия «пятна» выполнена осадками цагаанской и зейской серий. При этом верхние 100 м разреза, расположенные над пластами углей бузулинской свиты, датировались как неоген-нижнечетвертичные нерасчлененные (Геология месторождений угля..., 1973). Однако четко выраженная седиментационная ритмичность и, в частности, присутствие в кровле толщи глин мощностью до 22 м позволяют предположительно отнести и верхнюю часть разреза к отложениям бузулинской свиты. Подтверждение этому мы находим в положении осадков сазанковской свиты в погребенных долинах пра-Тыгды и пра-Сивака, врезанных в мезокайнозойскую поверхность Амуро-Зейского междуречья (Худяков, 1977). Таково же положение накоплений сазанковской и белогорской свит в долине пра-Амура. Существовавшие представления о широком развитии на междуречье аллювиальных образований белогорской свиты в отснятом рисунке поверхности подтверждения не находят. Пески и хорошо окатанная галька могут рассматриваться как элювий мезозойских (конгломераты юры) и палеогеновых пород (Венус, 1964; Бурилина, 1970). Все это позволяет утверждать, что северная половина Амуро-Зейского междуречья является полигенетическим, преимущественно структурно-денудационным мезокайнозойским плато.

Аккумулятивная поверхность, соизмеримая со структурно-денудационным плато по масштабам и по роли процессов, участвующих в ее формировании, занимает южную часть Амуро-Зейской равнины. В ее пределах выделяются два участка: стрелка Амура и Зеи и левобережье Зеи — Селемджи (до р. Ульма). Они различаются на космических снимках по фототонам — белесо-серому и белесому, которые отражают мощности рыхлых накоплений и степень их расчленения эрозией. В стрелке Амура и Зеи зейский комплекс ложится на мезозойское основание. В рельефе он выражен высоким уступом (правый берег Зеи), расчлененным короткими крутыми водотоками (темный фототон). На левобережье Зеи — Селемджи комплекс перекрывает толща цагаанской серии. Левые притоки Зеи и Селемджи имеют облик равнинных рек и в плане косвенно отражают кольцевые структуры крипторельефа. В строении осадков аккумулятивной равнины участвуют озерные и озерно-аллювиальные образования. Последние слагают обычно верхние части разреза, по которым нами устанавливается генезис аккумулятивной поверхности юга Амуро-Зейской равнины.

Помимо основных морфоструктур и общего характера рыхлого покрова на космических снимках хорошо читаются крупные разрывные нарушения. Они группируются в северо-восточную, северо-западную и субширотную (на севере) зоны. Часть разломов северо-западного направления приурочена к району сочленения Октябрьского свода и Амуро-Зейского междуречья. Они контролируют систему мелких грабенных, а ниже устья р. Дел расчленяют юго-западную окраину Октябрьского свода. К этим участкам приурочено большинство из известных на севере равнины аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков, которые, вероятно, маркируют долину пра-Зеи. К разломам северо-восточного простирания приурочена долина пра-Селемджи (Пан, Сорокин, 1975). Очевидно, что долины пра-Амура, пра-Зеи и пра-Селемджи открылись в нижнезейскую депрессию, способствуя формированию здесь озерно-аллювиальной равнины.

Субширотные разломы контролировали на севере Амуро-Зейской плиты направления рек Зеи и Уды, южный фас хребтов Тукурингра и Джагды, заложение и развитие Верхне-Зейской впадины. В последней известны аналоги цагаанской и зейской серий.

Приуроченность прадолин к крупным линейным зонам и определение нижнезейской депрессии как базиса эрозии в неогене позволяют реконструировать древнюю речную сеть, ранее растворенную в обшир-

ной «озерно-аллювиальной» Амуро-Зейской равнине, и наметить принципиально новую схему ее развития в позднем кайнозое.

Исходный рельеф Амуро-Зейской плиты в преднеогеновое время представляется как структурно-денудационная равнина, осложненная на севере и юге мелководными депрессиями. На границе палеогена и неогена слабые дифференцированные движения в центральной части ее приводят к обособлению Октябрьского свода, а по периферии — к эрозионному расчленению, с последующим накоплением аллювиальных фаций бузульской (а в Верхне-Зейской впадине — дутканской) свиты. Углистые отложения накапливаются также в унаследованно развивающихся прогибах в пределах структурно-денудационной равнины и нижнезейской депрессии.

В миоцене верхне- и нижнезейская депрессии продолжают прогибаться, заполняясь осадками сазанковской свиты. Они тангрессивно перекрывают прилегающие к депрессиям окраины структурно-денудационного мезокайнозойского плато. Одновременно продолжается эрозионное расчленение плато, врезы выполняют осадки сазанковской свиты. Формируется долина пра-Амура. Воды из Верхне-Зейской впадины находят выход по долине пра-Депы (верховья рек Деп, Гарь, Мамын) и пра-Норы.

К концу плиоцена — началу четвертичного времени завершается заполнение неогеновых водоемов. Озерные фации сазанковской свиты сменяются озерно-аллювиальными и дельтовыми фациями нижнебелогорской. Формируется аккумулятивная озерно-аллювиальная равнина. Речная сеть развивается в прежнем плане.

В первой половине четвертичного периода резко активизируются тектонические движения по разломам широтного направления. Обновляются хребты Тукурингра и Джагды. На юге Амуро-Зейской равнины еще продолжается накопление осадков нижнебелогорской свиты, а на севере уже идет их размыв. Расширяется долина пра-Амура, обновляется — пра-Селемджи. Определяется долина пра-Зей. Уркан-Зейский разлом образует правый борт ложбины ее стока, левым ограничением служит поднятие Октябрьского свода. Во всех долинах накапливается грубообломочный аллювий верхнебелогорской свиты, в некоторых случаях он распространяется на сниженные водораздельные и придолинные участки.

Продолжающееся воздымание Октябрьского свода и выравнивание рельефа за счет расширения зоны аккумуляции способствуют отеснению рек Зей и Депы к западу. Их направления приближаются к современным, т. е. Уркан и Деп, сливаясь, образуют Зею, которая в конце среднего плейстоцена врезается в коренной цоколь Амуро-Зейской равнины на участке юго-западной периферии Октябрьского свода. В пределах Октябрьского свода формируется чехол шлейфов подножия, погребаящий аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения брошенных древних долин (Геоморфология Амуро-Зейской равнины..., 1973). Амуро-Зейское междуречье относительно стабильно. Здесь закладывается чехол элювиально-делювиальных образований, в составе которых значительную роль играют продукты мезозойских и палеогеновых (цагайская серия) пород.

В верхнем плейстоцене продолжается активизация тектонических движений. По субмеридиональному разлому обособляются друг от друга хребты Тукурингра и Джагды. На участке их сопряжения находят выход из Верхне-Зейской впадины воды современной Зей. Вырываясь на поверхность Амуро-Зейской равнины, они интенсивно размывают накопившиеся в приразломных впадинах осадки зейского комплекса и формируют вложенную в них по размыву грубоаллювиальную континентальную дельту. Интенсивный врез происходит по всей долине средней и нижней Зей. Смещается к западу долина Амура. Их притоки расчле-

няют поверхность Амуро-Зейской равнины. В долинах формируется комплекс верхнеплейстоценовых — современных террас. Водораздельное пространство Амуро-Зейского междуречья принимает платообразный облик. Приуроченные к ним рыхлые накопления подвергаются дальнейшему разрушению (делювируются).

ЛИТЕРАТУРА

- Бурилина Л. В. Литологическая характеристика и условия образования кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии. М., «Наука», 1970.
- Венус Б. Г. Основные этапы формирования рельефа Амуро-Зейской и Средне-Амурской депрессий Дальнего Востока.— В кн.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока. Л., 1964.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9. Кн. 1. М., «Недра», 1973.
- Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана. Ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Музис А. И., Щербакова А. Л. Возможности использования космодатоснимков при картировании рыхлых четвертичных отложений (на примере западной части территории БАМ).— В кн.: Использование информации, получаемой из космоса для решения геологических задач. М., «Наука», 1976.
- Мурзаева В. Э. О направлении стока пра-Амура и пра-Зен.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1964, № 5.
- Пан В. П., Сорокин А. П. О геоморфологическом контроле площадей угленакопления в северо-восточной части Зейско-Буреинской впадины.— В кн.: Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М., «Наука», 1977.
- Чемехов Ю. Ф., Сей И. И., Седова М. А., Бурилина Л. В. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии.— «Сов. геол.», 1960, № 2.
- Чемехов Ю. Ф. История развития речной сети в бассейне р. Амура.— «Изв. АН СССР. Серия геогр.», 1964, № 1.

Р. О. Галабала

РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ СИСТЕМ ЛЕНЫ И ЯНЫ И ПРИЧИНЫ ПЕРЕСТРОЕК ИХ ПЛАНА

Истории речных долин бассейнов Лены и Яны посвящены публикации В. Н. Сакса, С. А. Стрелкова, Г. Ф. Лунгерсгаузена, В. С. Вышемирского, Ю. П. Барановой, С. Ф. Биске, Б. С. Русанова, Б. Н. Леонова, С. С. Коржуева, В. В. Колпакова, И. Е. Тимашева и многих других исследователей. Ими охарактеризованы древние и современные долины этих крупных систем и предложены гипотезы о времени их заложения, развитии и перестройках.

Новые сведения, полученные в процессе площадных геолого-геоморфологических исследований и поисковых работ, позволяют уточнить некоторые детали в истории развития речных систем Лены и Яны и оценить известные гипотезы об их эволюции.

Речная сеть бассейнов Лены и Яны формировалась вслед за отступанием юрского моря, унаследова участки долин, заложившихся в позднем палеозое. Общие палеогеографические реконструкции дают основание считать наиболее древним план современного нижнего течения Вилюя, унаследующий общие черты тектонически обусловленного плана речной сети каменноугольной эпохи. Эта часть долины Вилюя находится в пределах сложно построенной Вилюйской синеклизы, претерпевшей в позднем палеозое и мезозое преимущественно опускание и морфологически представлявшей впадину, подобную современной, но открытую на восток к Верхоянскому морскому бассейну. Наиболее пониженные участки впадины в континентальные этапы развития исполь-

зовались речной сетью, имевшей, подобно современному Вилюю, восточное направление.

Анализ серии палеогеографических карт показывает, что большая часть долины современной верхней Лены (севернее устья р. Нюя) тоже унаследованно развивалась с каменноугольного периода. Река текла вдоль Байкало-Патомских гор и сливалась с пра-Вилюем в районе его современной Сунтарской излучины.

Судя по минералогическому и петрографическому составу конгломератов из мезозойских отложений Вилюйской синеклизы, вдоль нее речная артерия принимала реки, стекавшие из мест современного верхнего течения рек Лены и Олекмы и дренировавшие южный склон Анабарской антеклизы. Первые приносили во впадину гальки кварца, кварцитов, гнейсов и разных гранитоидов, вторые — преимущественно окремненные породы и продукты разрушения траппов и кимберлитов.

Вдоль западной окраины Вилюйской синеклизы выявлены фрагменты субмеридиональных и субширотных долин, ориентированных в сторону наиболее прогнутой части этой структуры. Они выполнены верхнетриасовыми и нижнеюрскими аллювиальными отложениями. Субширотное направление поздне триасовой крупной речной артерии вдоль Вилюйской синеклизы в сторону Верхоянья траассируют своеобразные аллювиальные отложения, сформировавшиеся за счет разрушения коры выветривания. В западной части Вилюйской синеклизы они известны под названием «преляхской свиты» и встречены в нескольких пунктах под юрскими отложениями, в восточной — в пределах Китчанского, Чочумского, Кутургинского и Бурулахского хребтов, располагающихся против устья р. Вилюй. Аллювий этой реки представлен мономинеральными кварцевыми песчаниками и конгломератами, залегающими под юрскими отложениями в виде линзы мощностью от 2—3 до 15—25 м.

Несколько фрагментов древних долин обнаружено на восточных склонах Оленекского и Куойско-Далдынского поднятий. Долины заложены в кембрийских и протерозойских породах и выполнены пермскими песчаниками и конгломератами. Направленные долины тоже субширотные или юго-западные — в сторону Верхоянского моря.

В бассейне современного Алдана в раннем и среднем мезозое располагалась речная система, план которой в общих чертах соответствовал современному плану Амгн и среднему течению Алдана. В низовьях эти реки имели субмеридиональное направление и впадали в морской бассейн, существовавший на месте Верхоянских гор.

Неоднократные тектонические движения восточной окраины Сибирской платформы создавали благоприятную обстановку для перестройки речной сети, особенно в этапы опусканий, сопровождавшихся избыточной аккумуляцией рек, погребением долин под континентальными и морскими осадками и способствовавших блужданию рек и их перехватам. Ряд фактов свидетельствует о том, что в условиях прогибания и неоднократных трансгрессий моря не только крупные речные артерии, но и мелкие реки после регрессий унаследуют древние долины. Примером может служить одна из долин Куойско-Далдынского поднятия, заложившаяся в предпермское время. Детальные исследования М. И. Плотниковой (1970) показали, что современная долина р. Молодо, на участке выше слияния с р. Сюнгюдэ, унаследованно развивалась в перми и мезозое, несмотря на неоднократное погребение ее пермскими и юрскими континентальными и морскими осадками.

Собранные материалы о позднепалеозойской — среднепалеозойской речной сети восточной окраины Сибирской платформы позволяют наметить общие черты ее плана. Гидросеть эта принадлежала единому Верхоянскому бассейну. Главной речной артерией служит пра-Вилюй. В этапы крупных трансгрессий, например в раннеюрскую, реки были редуцированы, но в этапы регрессий (поздняя пермь, средний и позд-

ний триас, средняя юра и ранний мел) устья рек мигрировали вслед за отступанием моря далеко на восток, достигая современного бассейна Яны (рис. 1).

Первая крупная перестройка плана речной сети, сформировавшейся к началу раннемеловой эпохи, обусловлена складко-горообразованием в Верхоянье. Формировавшиеся Верхоянские горы разорвали речную сеть на две части — палеоленский и палеоянский бассейны. Можно полагать, что современные поперечные долины в Верхоянье (реки Дянышка, Собопол, Томпо) унаследуют части сквозных долин, существовавших в раннемеловой доорогенный этап развития этой страны.

На основании анализа грубообломочного материала, косой слоистости и минералогического состава меловых отложений Предверхооянского прогиба и Вилюйской синеклизы установлено, что резкое поднятие Верхоянских гор и разобшение гидросети произошло в конце готерива — начале баррема (Галабала, 1970, 1971). К концу раннемеловой эпохи в пределах современной северной части Предверхооянского прогиба, примерно от устья Вилюя, располагалась река, которая принимала притоки, размывавшие Анабарскую и Алданскую глыбы Сибирской платформы, Байкало-Патомскую и Верхоянскую горные страны. Наиболее крупным был пра-Вилюй, слившийся в районе современного устья Вилюя с пра-Алданом, — возникла река, которую можно считать палео-Леной.

В позднемеловую эпоху на участках вблизи подвижных Верхоянских гор основная речная артерия была смещена к западу в сторону Сибирской платформы. В результате интенсивного поднятия Китчанского выступа пра-Алдан в низовье сместился к западу и протекал вдоль Лунхинской впадины, сливаясь с пра-Вилюем в районе современного устья р. Тюнг. Реки в позднемеловую эпоху формировали обширную аллювиальную равнину, реликты которой сохранились в пределах Вилюйской синеклизы. Там в разрезах верхнемеловых отложений встречаются погребенные сравнительно глубоко врезанные долины, отражающие эпизоды заметных поднятий, происходивших на фоне общего опускания крупных впадин.

О развитии Яны в меловую эпоху нет достоверных сведений. По рисунку общего гидрографического плана и его взаимосвязи с тектонической структурой можно предполагать, что основное северное направление меловых рек в этом районе предопределено доорогенной гидросетью, приспособившейся к возникшим в меловую эпоху структурам. До настоящего времени реки Дулгалах, Сартанг, Бытантай на значительном протяжении согласуются с простиранием складчатых структур. Многие их притоки заложены вдоль осей синклинальных складок. Все это свидетельствует об очень древнем облике современной гидросети.

В палеогене в результате прогибания Предверхооянского прогиба, Вилюйской синеклизы, современного побережья моря Лаптевых и его шельфа реки смещались в наиболее пониженные участки, в пределах которых формировали мощные толщи аллювиальных и аллювиально-озерных отложений (см. рис. 1). Интенсивное опускание участка современного нижнего течения Алдана привело к резкому понижению местного базиса эрозии, способствовавшему перехвату одним из притоков пра-Алдана рек субмеридионального направления, протекавших из Патомского нагорья и Алданского щита в долину пра-Вилюя. В результате сформировался широтный участок среднего течения Лены. В этот же промежуток времени пра-Томпо были перехвачены верховья Яны. В северной части Верхоянья между Хараулахским и Куларским хребтами вдоль формировавшейся впадины образовался пра-Омолой, объединявший некоторые левые притоки верховьев современной р. Бытантай.

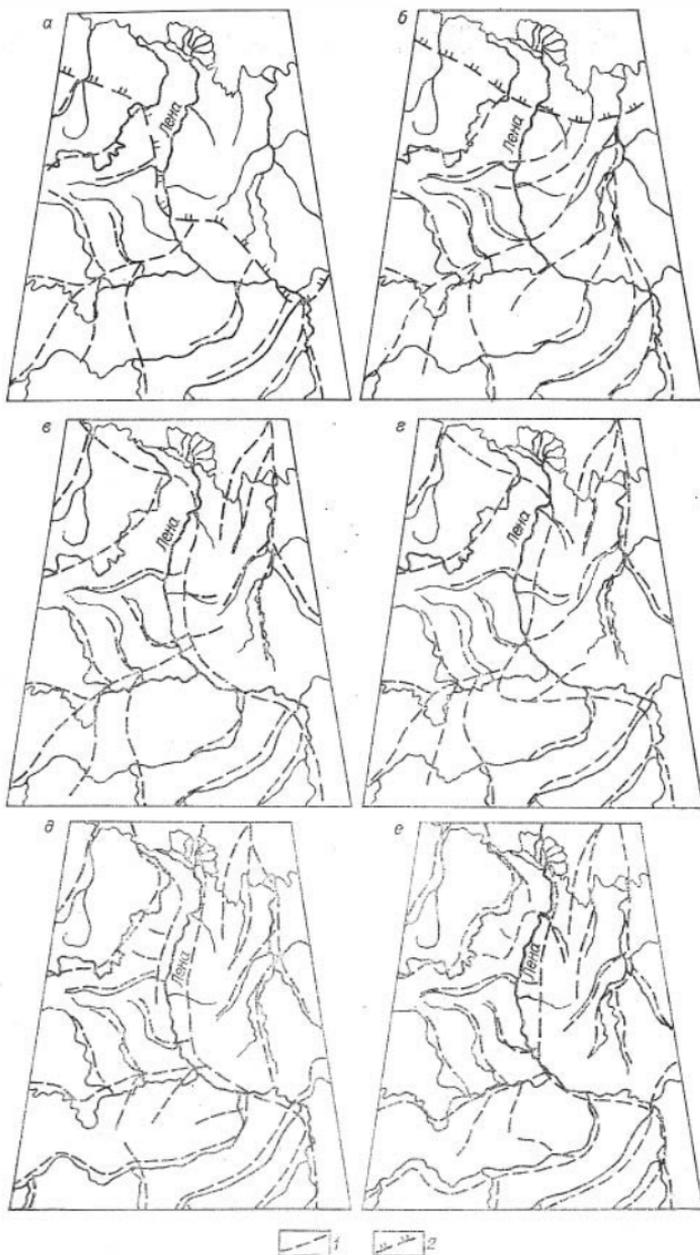


Рис. 1. Схемы планов речной сети.

a — ранневолюжский век, *б* — валанжинский, *в* — алтский, *г* — сенонский, *д* — миоцен-раннплиоценовый, *е* — позднплиоценовый раннчетвертичный, 1 — дельта речная сеть, 2 — береговая линия моря.

В миоцене речная сеть бассейна Яны продолжала приспособляться к формировавшимся Омолойскому и Усть-Янскому грабенам. По мнению Ю. П. Барановой и С. Ф. Биске (1964), в то время Яна принимала в верховьях ряд притоков современной Индигирской системы, а в низовьях в нее впадала пра-Мома.

Речные долины, формировавшиеся в пределах Предверхоанского прогиба в условиях преимущественного опускания, отличались значительной извилистостью и блужданием русла. Главное русло Лены располагалось в предгорной части Предверхоанского прогиба, где до сих пор сохранились миоценовые осадки мощностью до 100 м (бассейн рек Мэнгкэръ, Ундюлюнг). Кроме основного русла существовали протяженные параллельные рукава. Один из них, протекавший вдоль западного крыла Предверхоанского прогиба, обособился от Лены в плиоцене и некоторое время развивался как самостоятельная водная артерия — пра-Молодо. Она принимала реки Муну, Сюнгюдэ и впадала в Оленек в устье современной р. Келимяр.

Реки Вилюйской синеклизы в отличие от рек Предверхоанского прогиба в миоцене не аккумулялировали мощных толщ аллювия, а врезались в палеогеновую равнину на глубину 10—15 м. Более глубокий врез претерпели реки, дренировавшие склоны Анабарского и Алданского щитов Сибирской платформы и Верхоанского хребта.

В плиоцене — начале четвертичного времени в результате общих поднятий, охвативших также области миоценовой аккумуляции, речная сеть почти повсеместно претерпела врез и приспособилась к зарождавшимся новейшим структурам. В бассейне Яны произошло несколько перехватов, осуществленных мелкими ручьями, заложенными вдоль тектонических нарушений. В процессе поднятий крупные реки выбирали наиболее выгодные короткие пути, оставив протяженные отрезки древних долин. Например, такой перехват р. Дулгалах, впадавшей в Яну в районе устья р. Ойун-Юрэгэ, произошел вдоль мелкого притока р. Сартанг выше г. Верхоанска, а перехват р. Бытантай, впадавшей ранее в районе устья р. Баки, — вдоль мелкого притока р. Тенки.

Река Лена в результате более интенсивного поднятия Верхоанья сместилась к западу. Ею в конце плиоцена на двух участках (низовья рек Молодо и Муна) была перехвачена пра-Молодо, впадавшая ранее в Оленек.

Благодаря наличию на междуречье низовьев Лены и Оленека хорошо выраженной в рельефе долины пра-Молодо, отмеченной еще в 1875 г. А. Л. Чекановским, этот участок привлекал к себе внимание многих исследователей. В 1948 г. В. Н. Сакс предложил гипотезу, согласно которой Лена в кайнозойе до конца зырянского века протекала вдоль современных долин Эйкит, Келимяр к Оленеку, далее по долинам рек Хастах и Уэлэ к устью Анабара. Лишь в конце позднечетвертичного времени Лена, согласно этой гипотезе, покинула древнюю долину и заняла современное положение. Это предположение с изменениями и дополнениями было поддержано В. С. Журавлевым, С. А. Стрелковым, Г. Ф. Лунсгергаузенем, А. П. Пуминовым, М. Н. Алексеевым и другими исследователями.

Следует отметить, что упомянутая гипотеза и ее модификации появились на основании рекогносцировочных геолого-геоморфологических исследований, когда могли быть учтены лишь отрывочные сведения по геологии и геоморфологии региона и уточнены еще неточные тогда топографические карты. Не была еще известной в то время древняя долина Лены, выявленная под ледниковыми отложениями в пределах современного ленского правобережья. Более детальное исследование показали, что в составе галечников долины, которую считали ленской, преобладают местные кремнеземные кембрийские известняки с агностидами, а также кремнеземные породы, вымываемые из

пермских и юрских отложений. В то же время нигде в ее пределах не обнаружено типично ленских галек — прежде всего, верхоянских пород, а также ортофинов и других петрографических разновидностей, распространенных в аллювии ленских террас. Кроме того, на всем протяжении аллювий пра-Молодо алмазоносен и включает спутники алмаза — пиропы, что не характерно для ленского аллювия. Как алмазы, так и пиропы переотложены из пермских, ниже- и особенно верхнеюрских алмазоносных отложений, развитых параллельно этой долине. При этом аллювий пра-Молодо с пиропами и характерной галькой кембрийских известняков с агностидами прослеживается на уровне 140—120 м верхнеплиоцен — нижнечетвертичной террасы вдоль долины перехвата в сторону древней долины Лены вплоть до современного ее правобережья, где смешивается с типично ленским аллювием (рис. 2).

Аналогичная картина характерна для более низких террас и современного аллювия Молодо. Эти наблюдения свидетельствуют о том, что Лена еще в конце плиоцена перехватила пра-Молодо и в четвертичное время, если не считать кратковременных ледниковых подпруд, связи с Оленеком не имела. Она постоянно протекала вдоль современной своей долины в приустьевой части. Непосредственно в «Ленской трубе» установлена лестница ленских террас (рис. 3). В сохранившемся на высоких террасах аллювии спорово-пыльцевые спектры включают пыльцу таких теплолюбивых растений, как *Myrica*, *Ostria*, *Gorylus*, свидетельствующих о дочетвертичном его возрасте. Более низкие террасы хорошо коррелируются с террасами Лены, развитыми южнее «Ленской трубы».

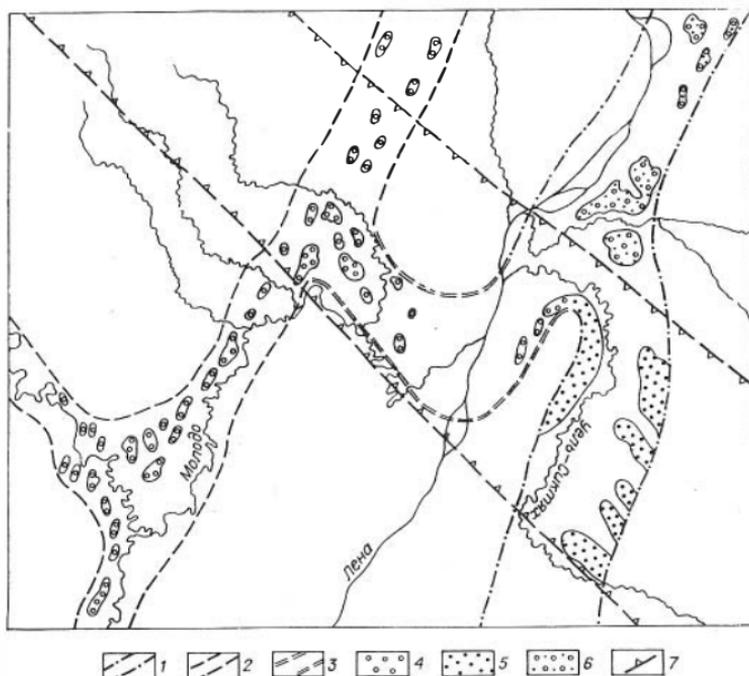


Рис. 2. Схема участка перехвата Леной р. пра-Молодо.

1 — долина Лены в позднем плиоцене; 2 — долина пра-Молодо; 3 — участок перехвата; 4 — аллювий пра-Молодо с галькой кембрийских пород; 5 — аллювий Лены с галькой верхоянских пород; 6 — смешанный аллювий пра-Молодо и Лены; 7 — разломы, ограничивающие Кютингдинский грабен.

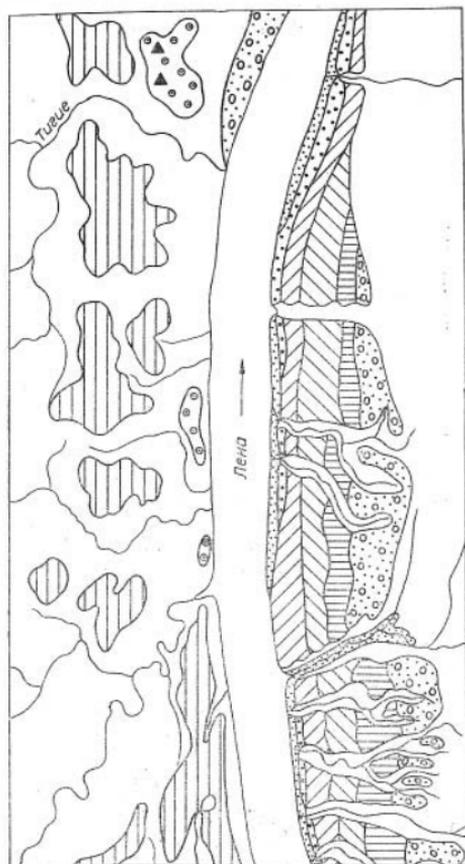


Рис. 3. Схема расположения террас Лены в пределах «Ленской трубы».

1 — голоценовая пойма; 2 — голоцен-верхнечетвертичная терраса (25—30 м); 3 — верхнечетвертичная II терраса (40—60 м); 4 — среднечетвертичная III (80—100 м); 5 — средне-нижнечетвертичная IV (120—150 м); 6 — нижнечетвертичная V (160—190 м); 7 — неогеновая VI (200—210 м); 8 — неогеновая VII (250—300 м); 9 — места отбора образцов аллювия с пыльцой теплолюбивых растений.

Приведенные выше сведения в комплексе с данными о третичных отложениях Хараулахских гор и дельты Лены, о новейшей тектонике этого региона позволили отвергнуть гипотезу о резких смещениях русла Лены в низовьях в четвертичное время (Тимашев, 1974; Галабала, 1970). Однако эта гипотеза, несмотря на явное противоречие фактическому материалу, по своей динамичности и богатству предполагаемых событий, в настоящее время еще увлекает многих исследователей. По-видимому, этим можно объяснить то, что на карте четвертичных отложений, изданной ВСЕГЕИ в 1973 г., показаны верхнечетвертичные аллювиальные отложения ленских террас на междуречье Лена — Оленек, а в книге «Проблемы эндогенного рельефообразования», изданной в 1976 г., без сомнения говорится о существовании верхнечетвертичной

ленской долины прорыва на придельтовом ее участке (с. 327).

В эпохи средне-, позднечетвертичных оледенений заметная перестройка плана речной сети произошла в Верхоянских горах. В результате наступления ледников с Верхоянья русло Лены сместилось к западу, и на двух участках — в районе поселков Говорова и Жиганск — она была перекрыта ледниками, русло ее поменяло временно направление (Галабала, 1970). В результате ледниковых подпруд перестройке подверглись долины восточного склона Верхоянских гор. В частности, от р. Омолой были отшнурованы такие крупные притоки, как Улахан и Саккырыр, направившие свои воды в р. Бытантай. Аналогичные перестройки имели место и на других участках бассейна Яны (Гончаров, 1968). Частичная перестройка плана речной сети произошла после отступления ледников, в процессе врезки рек в морены и отложения подпрудных бассейнов.

Краткий анализ истории речных долин бассейнов Лены и Яны позволяет сделать следующие выводы:

1. Речные системы этих рек структурно predeterminedены и отличаются консервативностью плана. Крупные отрезки речной сети бассейна Лены унаследованно развиваются начиная с позднего палеозоя.

2. Резкие изменения плана речной сети обусловлены крупной перестройкой структуры дренируемых его регионов. Такие перестройки происходили в раннем мелу в связи с образованием Верхоянских гор и в палеогене (главным образом в олигоцене) в связи с заложением крупных впадин в устье Алдана, на севере Хараулахских гор и в бассейне Яны.

3. Перехваты местного значения происходили в начале крупных этапов региональных поднятий, на участках избыточной аккумуляции вдоль ручьев, заложенных по зонам разломов, представлявших наиболее выгодные направления для русел перехватываемых рек.

4. Заметные перестройки плана рек происходили в процессе оледенений, когда долины были заняты ледниками и моренами. В ходе таяния ледников потоки выбирали наиболее удобные короткие пути, оставляя доледниковые долины.

5. Утверждение о перехвате низовьев Лены мелким ручьем и о существовании позднечетвертичной придельтовой долины прорыва Лены физически не обосновано и не отвечает фактическому материалу.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю. П., Биска С. Ф. Северо-Восток СССР. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Галабала Р. О. К истории развития речной сети бассейна нижнего течения р. Лены.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Т. III. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Галабала Р. О. Об орогенезе в Западном Верхоянье.— В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
- Гончаров В. Ф. О перестройке речной сети бассейнов Яны и Омола в неоген-четвертичное время.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Т. II. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Коржув С. С. Речная сеть и тектоника.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М., «Наука», 1976.
- Леонов Б. Н. Центрально-Якутская низменность.— В кн.: Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г. Значение и методы палеогеоморфологических исследований при поисках погребенных россыпей (на примере алмазоносных россыпей Западной Якутии).— В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., «Наука», 1970.
- Сакс В. И. Четвертичный период в Советской Арктике. М.—Л., «Главсевморпуть», 1948.
- Тимашев И. Е. Дочетвертичный возраст придельтового участка долины р. Лены.— В кн.: Землеведение. Т. 10. М., Изд-во МГУ, 1974.

В. И. Коноплева, А. М. Сокольский

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЛИН ВОСТОКА СССР

Настоящее сообщение является попыткой обобщения накопленного материала по истории развития долин двух крупных регионов Востока СССР, расположенных в центральной части Монголо-Охотского складчатого пояса (Дальний Восток) и в Яно-Колымской складчатой области (Северо-Восток).

В пределах центральной части Монголо-Охотского складчатого пояса развиты преимущественно мезозойские, гораздо реже палеозойские терригенно-осадочные породы, прорванные интрузиями гранитоидов па-

леозойского, реже верхнемезозойского возраста (Геологическое строение..., 1966). Породы смяты в складки и разбиты крупными разломами. Простираание пликвативных структур преимущественно субширотное и субмеридиональное. В неотектоническом отношении это сложно построенная территория, где в областях дифференцированных поднятий амплитуда движений варьирует от 200—250 до 400—600 м. Депрессии, разделяющие поднятия, по времени заложения и масштабу движений двух типов: межгорные — Амуро-Зейская, Средне-Амурская — и внутриворонные — Верхне-Зейская, Огоронская и др. Время заложения первых — конец мезозоя, вторые обычно кайнозойские.

Яно-Колымская складчатая область характеризуется развитием терригенно-осадочных пород верхнего палеозоя и нижнего — среднего мезозоя, прорванных крупными гранитоидными батолитами верхнего мезозоя. Пликвативные структуры и крупные разломы имеют преимущественно северо-западное и субширотное простираание. Амплитуда неотектонических поднятий на этой территории колеблется от 200—250 до 800—1000 м.

Эти особенности геологического строения нашли отражение в ориентировке речной сети. Долины крупных рек, как правило, параллельны осям основных складчатых структур и зонам крупных региональных разломов. В центральной части Монголо-Охотского складчатого пояса реки V и более высоких порядков, примыкающие к Южно-Тукурингскому разлому, имеют либо по всей длине, либо на отдельных участках субширотную ориентировку (Деп в верхнем течении, Нинни, нижнее течение Гилюя, Уркана, среднее течение Селемджи). Долины более низких порядков наследуют сеть оперяющих разломов субмеридионального и северо-восточного простираания, подчиненную роль играют субширотные и северо-западные направления (Коноплева, Сокольский, 1975).

Крупные долины (V и более порядков) Яно-Колымского складчатого пояса в большинстве своем параллельны осям основных складчатых структур и региональным разломам северо-западного простираания (320—340°). Преобладающее большинство долин низких порядков (I—IV) меридиональные и в меньшей степени северо-западные и северо-восточные.

Характерно, что прослеживающиеся в современном рельефе участки древней эрозионной сети, отмершие при перестройках, имеют те же закономерности ориентировки. Наилучшая сохранность древних долин отмечается в зонах сопряжения структур с противоположным знаком движения.

Морфология современной долинной сети и особенности ее развития обусловлены направленностью и интенсивностью неотектонических движений. Строение долин рассматриваемых регионов резко различно. В пределах Яно-Колымской складчатой области долины глубоко врезаны, в верховьях ущелевидны. Днища их в среднем и нижнем течении широкие, плоские (до 1 км), борта крутые с фрагментами террас. Благодаря развитию процессов солифлюкции широко развиты обширные, сложно построенные террасоувалы, под которыми располагаются так называемые «подувальные» долины. Поперечный профиль долин ящико-, реже корытообразный.

Для долин Монголо-Охотского складчатого пояса глубокие врезы, по масштабам в десятки раз меньше, чем описанные выше, наблюдаются лишь в приподнятых частях горных массивов, обрамляющих Амуро-Зейскую и другие депрессии. В верхнем течении долины узкие, крутосклонные. Крупные долины имеют широкое днище и корытообразную форму поперечного профиля. На бортах крупных долин отмечаются серии разновозрастных террас разной степени сохранности. Долины больших и малых рек в пределах впадин Монголо-Охотской складчатой области с широкими плоскими заболоченными днищами, нижние части склонов по-

логие, верхние более крутые. Ряд слившихся террас образует самый распространенный элемент долины — террасоувалы. Сочленение днищ долин и денудационных поверхностей междуречий с террасоувалами плавное, иногда в среднем и нижнем течении заметны сглаженные перегибы, отмечающие ранее существовавшие бровки террас. Поверхности террасоуvalов сильно заболочены, слабо наклонены в сторону русла. Лишь местами речные долины ограничены крутыми уступами молодых (Q_{III-IV}) склонов, сложенными коренными породами. Глинистый состав покровных отложений, наличие многолетнемерзлых пород, пологие склоны — причины широкого развития процессов солифлюкции, способствующих сглаживанию склона и заплыванию имеющихся перегибов террасоуvalов. Долины невысоких порядков корытообразные, слабо разработаны, форма их практически не изменяется сверху вниз по течению, а большая ширина днища не соответствует современным размерам водотоков. Это связано с унаследованностью современными долинами древних.

Начало формирования современного рисунка гидросети относится к миоцену и совпадает с активизацией неотектонических движений и вулканической деятельности в Приморье, Приамурье, Забайкалье и Приохотье (см. таблицу). Вероятно, это этап начала развития Байкальской рифтовой зоны (ранний миоцен) и излияния олигоцен-миоценовых эффузивов Колымской части Охотско-Чаунского вулканогенного пояса. В ряде разрезов кайнозойских отложений многочисленных впадин четко фиксируется несогласное налегание миоценовых образований на палеогеновые, стратиграфическое, а часто и угловое несогласие между бузулинской ($Pg_3 - N_1^1$) и сазанковской ($N_1^3 - N_2^3$) свитами в Амуро-Зейской депрессии, между налевской (Pg_3) и усть-давыдовской (N_1) свитами на юго-западе Приморья, свитой геюйской (Pg_3) и вулканогенным комплексом хандинге (N_1) Сахалина и т. д. (Варнавский, 1971).

В долинах высоких порядков (выше VIII) этот этап фиксируется террасовидными поверхностями, имеющими на реках Северо-Востока — Детрин, Бохалча, Колыма и других — хорошую выраженность в верхнем ярусе рельефа бортов долин. В долинах Амура, Зея, Селенги они сохранились в виде отдельных фрагментов террасовидных уступов. На более мелких реках прослеживаются высокие долинные педименты. К этому же времени относится, вероятно, и заложение ложковой сети Забайкалья, выполненной аллювиально-пролювиальными глинами верхнего плиоцена (чикойская свита).

Глубина вреза долин таких крупных рек, как Амур, Зея, Буря, Колыма, Бохалча, достигала 250—600 м, причем врезание затрагивало либо ранее накопившиеся рыхлые аккумулятивные толщи (бузулинская и кивдинская свиты) в пределах Амуро-Зейской депрессии и синие песчанистые глины бассейна Колымы, либо в различной степени выветрелые породы прилегающих денудационных равнин. Как показали результаты спорово-пыльцевых анализов Ю. В. Маховой (Геоморфология Амуро-Зейской..., 1973), в то время на юге Дальнего Востока существовал теплый и влажный климат (см. таблицу), произрастали хвойно-широколиственные леса тургайского типа, заболоченные пространства центральных частей депрессий были заняты таксодиевыми лесами.

Подобные климатические условия способствовали большой водности потоков и быстрому выветриванию коренных пород, обнажающихся в процессе врезания потока. Это способствовало быстрому вымораживанию склонов и расширению днища долины.

Накапливающиеся в этих долинах каолинизированные пески сазанковской свиты фиксируют следующий за врезом этап осадконакопления. Большое количество обломочного каолинита в песках, почти полное отсутствие неустойчивых к воздействию процессов выветривания амфиболов в совокупности с полным отсутствием следов их разложения в процессе диагенеза позволяют предположить, что в долинах накапливались

Основные этапы развития долины востока СССР

Возраст	Характеристика неотектонических движений	Климат		Фашиальный и литологический состав аллювия		Основные этапы развития долины	
		теплый	умеренно-континентальный	Дальний Восток	Северо-Восток	Дальний Восток	Северо-Восток
Q_{IV}				Пойменные фации — супеси, суглинки, пески топкозернистые; русловые фации — галечники, пески с галькой	Пойменные и русловые фации аллювия. Представлены преимущественно галечным, реже песчаным материалом со значительной примесью гальки.	+	+
Q_{III}				Пойменные фации — пески мелкозернистые, глины, суглинки; русловые — пески с галькой, галечники		+	+
Q_{II}				Пойменные фации — суглинки, озерно-аллювиальные супеси, алевроиты, пески топкозернистые; русловые — галечники, иногда валуны		+	+
Q_I				Русловые фации — галечники, пески средние, крупнозернистые, с галькой, гравиелом	Отложения отсутствуют	+	+
N_2				Отложения однородны по составу, фациально не различаются; пески среднезернистые, каолинизированные, с прослойками глины	Отложения в долинах отсутствуют	+	+
N_1				Отложения в долинах отсутствуют		—	—

Примечание. — — — — — Дальний Восток. ————— Северо-Восток. + — врез, — аккумуляция.

продукты интенсивного выветривания в течение всего плиоцена. Полное отсутствие железосодержащих минералов и белый цвет отложений свидетельствуют о существовании очень влажного климата и промывно-го режима в толще аллювия.

В Забайкалье и Северной Монголии крупные реки этого этапа (Амур, Онон, Борзя, Селенга, Орхон) также имеют очень глубокий врез, вскрытый только в верхнем плейстоцене и выполненный верхнеплиоценовыми каолинизированными песками сазанковской свиты. В более мелких водотоках стеньих засушливых пространств накапливались толщи красноцветных глинистых образований ложкового аллювия верхнего плейстоцена.

Несколько иной характер имело врезание долин в пределах Яно-Кольмского пояса, где в условиях теплого, но в меньшей мере, чем на Дальнем Востоке, климата (см. таблицу) не происходило интенсивного выветривания пород и формирования мощных площадных кор на поверхностях выравнивания во внутриконтинентальных частях пояса. В связи с этим плиоценовый аллювий, выполняющий врезы миоценового времени, преимущественно грубообломочный и лишь в межгорных депрессиях — глинистый и дресвяно-глинистый (внутригорные впадины Буюндинская, Тасканская и др.).

Как показали произведенные замеры объема материала, вынесенного долинами III—IV порядков в течение миоцена на севере и юге восточной части СССР, его величина колеблется в пределах 0,4—0,5 км³ с каждого километра долины. Формирование аллювия происходило за счет глубинной эрозии на юге и в значительной степени за счет склоновых процессов на севере.

Следующий этап интенсивного врезания падает на границу плиоцена и плейстоцена. Он знаменуется новым оживлением тектонической деятельности в прибортовых частях Средне-Амурской и Амуро-Зейской впадин, наличием покровов базальтов и андезито-базальтов верхнеплиоценово-нижнеплейстоценового возраста, перекрывающих пески сазанковской свиты. В Приморье к этому времени относятся излияния кислых эффузивов липарит-дацитового состава и накопление туфогенно-осадочных образований суйфунской свиты (Варнавский, 1971). В Забайкалье оживление поднятий горных сооружений и нарастание дифференциации движений сопровождалось также излиянием базальтов, опусканием межгорных впадин и накоплением в них терригенно-осадочных толщ мощностью до 500 м (Нагорья Прибайкалья..., 1974).

Соотношение величин предыдущего миоценового и раннеплейстоценового врезов на всей территории Востока СССР обусловлено структурным положением различных участков долин. В пределах интенсивно поднимающихся горст-антиклинальных структур раннеплейстоценовые долины вскрыли значительную часть толщи сазанковских песков, местами обнажив базальные галечники. На отдельных участках (верховья рек Амур, Гарь, низовья Шилки и Аргуни) предбелогорский врез (Q_1^1) примерно равен предсазанковскому (N_1).

В Приамурье, Приморье, а также в Забайкалье и Северной Монголии раннеплейстоценовые врезы выполнены мощными песчаными толщами (белогорская свита в Приамурье, кривоярская — в Забайкалье и Северной Монголии, приамурская — Средне-Амурская депрессия, вяземская — Нижнее Приамурье, андохинская — Южное Приморье (Алексеев, 1975; Варнавский, 1971). На всей этой огромной территории максимум аккумуляции песчаных толщ падает на средний плейстоцен (см. таблицу). Более древний аллювий верхнего плейстоцена фиксируется только в пределах депрессий. Характерные особенности литологического состава образований: кварц-полевошпатовый состав песков, слабая глинистость (гидрослюда вместо каолинита в песках сазанковской свиты), наличие среди темноцветных неустойчивых минералов (амфибо-

дов и биотита) — свидетельствуют об их формировании в условиях более холодного климата. Материал, поступавший в долины со склонов, был невыветрен, свежи незначительно изменен в процессе транспортировки, аккумуляции, диагенеза. Среднеплейстоценовая аккумуляция песчаных толщ фиксируется также и в долинах Лены, Индигирки, Вилюя (Казакевич, 1972). Пески характерны только для рек высоких порядков (VI—VII и более). В долинах I—V порядков пески сменяются песчано-глинистыми породами, где выделяются гравийно-песчаные или галечные русловые и глинистые пойменные фации. Глинистый покров перекрывает также денудационные равнины, обрамляющие Амуро-Зейскую, Средне- и Нижне-Амурскую депрессии. Аналогичные сероцветные глины конца среднего плейстоцена в центральных наиболее опущенных частях впадин увеличивают свою мощность до нескольких десятков метров. Эти образования фиксируют время максимального похолодания климата.

Севернее, в бассейне Колымы, раннеплейстоценовый врез в связи с интенсивным поднятием горных систем превышает миоценовый, поэтому плиоценовые отложения сохранились только в Худжахской, Сеймчано-Буюндинской, Нерской и других впадинах. На отдельных участках отмечаются лишь слабые следы присутствия древнего аллювия — наличие в более молодых образованиях хорошо окатанной сильно выветрелой гальки, повышенная глинистость, столь не свойственная для более молодых гравийно-галечных образований этой территории.

В Охотском бассейне в связи с воздыманием обрамляющих его горных массивов, начиная с нижнего плейстоцена, продолжается интенсивное врезание долин в течение всего плейстоцена, что привело к размыву ранее накопленных осадков и активной перестройке гидросети на обширной территории Охотско-Колымского водораздела.

Широкое развитие песков в период ранне-среднеплейстоценовой аккумуляции свидетельствует об интенсивном физическом выветривании и о поступлении большого количества материала в долины флювиогляциальными потоками при таянии горно-долинных ледников. Степень дисперсности аллювия убывает с севера на юг: Верхняя Колыма — галечники, Приамурье, Забайкалье — пески, что объясняется изменением роли в процессе формирования аллювия грубообломочного склонового материала.

Все последующие (позднеплейстоценовый и позднеплейстоцен-голоценовый) этапы вреза совершенно не сопоставимы ни по глубине, ни по масштабам с каждым из двух предыдущих. Если за раннеплейстоценовый этап врезания было вынесено 0,2—0,3 км³ на 1 км длины, то за последний этап — 0,1 км³.

Вполне вероятно, что темпы эрозии в среднем на единицу времени для каждого из этапов врезания могут быть сопоставимы, а различный суммарный эффект обязан неодинаковому временному объему этапов врезания. Таким образом, современная долина представляет собой сбалансированную систему, формировавшуюся в течение многих миллионов лет.

В последние годы в связи с интенсивным хозяйственным освоением долин (подрезание склонов, осушение заболоченных участков, нарушение режима мерзлоты и т. д.) происходят коренные изменения рельефа, почвенно-растительного покрова, гидрологического режима, что обуславливает, в частности, нарушение баланса поступления и выноса рыхлого материала. Это приводит к «взрывному» усилению процессов денудации, темпы которых превышают древние в несколько сот раз. Так, в районах горных разработок в бассейне средней Зей всего за год реками выносятся в раствор от 0,005 до 0,012 км³ породы, т. е. за 100 лет от 0,5 до 1,2 км³, что превышает вынос за весь этап миоценового вреза. Все это необходимо учитывать как при мелиоративных работах, так и при всех хозяйственных мероприятиях, связанных с освоением долин.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М. Н.** Антропоген Восточной Азии. Автореф. докт. дис. М., 1975.
- Варнавский В. Г.** Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М., «Наука», 1971.
- Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.** М., «Наука», 1966.
- Геоморфология Амура-Зейской равнины и низкоргорья Малого Хингана.** М., Изд-во МГУ, 1973.
- Казакевич Ю. П.** Условия образования и сохранения сложных россыпей золота. М., «Недра», 1972.
- Коновлева В. И., Сокольский А. М.** Особенности строения и размещения россыпей севера Амура-Зейской депрессии и сопредельных территорий.— В кн.: Вопросы геоморфологии. М., «Наука», 1975.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.** М., «Наука», 1974.

Е. И. Пельтек, И. М. Табацкий

К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

(на примере междуречья Подкаменной Тунгуски и Фатъянхи)

В юре западная окраина Сибирской платформы испытала поднятия, а восточная окраина Западно-Сибирской плиты — преимущественно погружения. На границе между ними заложилась Енисейская впадина, являющаяся, по существу, структурным швом, разделяющим эти крупнейшие геоструктуры. На востоке Енисейская впадина по серии ступенчатых сбросов северо-западного простирания сопряжена с поднятыми структурными элементами окраины Сибирской платформы. Западным бортом впадины, судя по геофизическим данным, служит цепь валообразных доднятий на левобережье Енисея (Боголепов, 1967; Боголепов, Шевцов, 1962; Табацкий, Чупахин, 1962).

Одновременно с образованием Енисейской впадины в нее ингрессировало море, южная граница которого в верхнеюрское — валанжинское время достигала широты устья Подкаменной Тунгуски.

Тонкий состав нижнеюрско-валанжинских прибрежно-морских осадков восточной окраины впадины, погребенные под ними каолинитовые «низинные» коры выветривания и сохранившиеся угленосные образования средней юры свидетельствуют о невысоком положении в то время западной окраины Сибирской платформы.

Контрастность тектонических движений, обусловившая в начале рассматриваемого этапа структурный план региона, к концу юрского времени затухает. В готеривском веке начинается постепенная регрессия моря. Значительная аридизация климата во второй половине неокома предопределила пестроцветный характер осадков, формировавшихся в системе лагун южной окраины Енисейской впадины (Боголепов, 1961). Окружавшая Енисейскую впадину суша, судя по тонкому глинистому составу пестроцветных отложений лагун, занимала сравнительно невысокое гипсометрическое положение (рис. 1).

К началу аптского века регрессия морского бассейна из пределов района оказалась завершенной, и экзогенные агенты уже на всей территории моделируют морфоскульптуру ранее сформированного рельефа. Субкавальные осадки этого времени известны в центральных частях Енисейской впадины вблизи северной границы территории.

Установление в начале аптского века влажного и теплого климата при относительно спокойном тектоническом режиме, вероятно, привело к образованию на Сибирской платформе и Енисейском кряже мощной коры выветривания — каолинитовой в понижениях и ферриаллитной, латеритной (?) на приподнятых участках. Климатические условия, опреде-

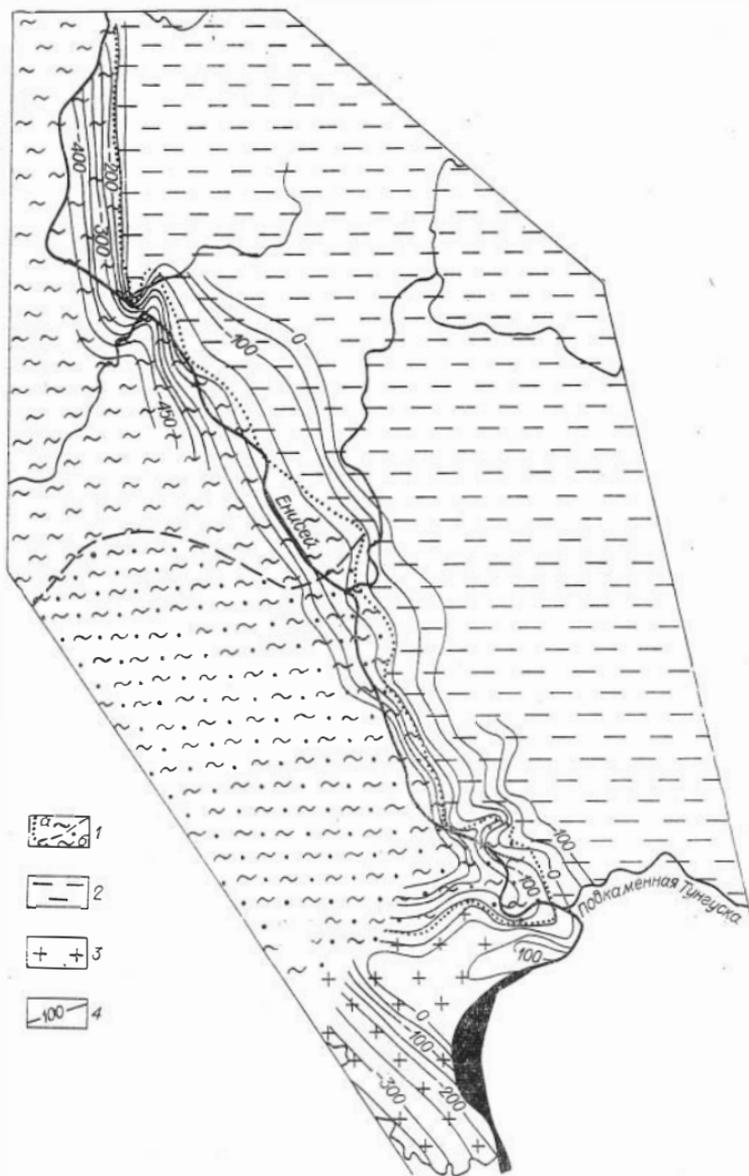


Рис. 1. Палеогеоморфологическая карта зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (нижнемеловая эпоха, готервийский — барремский века).

1 — бассейн седиментации (а — глубоководная часть, б — мелководная); 2 — равнина низменная; 3 — возвышенность; 4 — стратоногресс по кровле доготерий-барремских образований.

дившие процесс образования каолиновых и бокситоносных формаций, сохранились вплоть до палеогена (Боголепов, Пельтек, 1957; Казаринов, 1958, 1962; Боголепов, 1961, 1967; Пельтек, 1967, 1969, 1971; Цехомский, 1971).

На рубеже ранне- и верхнемеловой эпох дифференцированные тектонические движения отдельных блоков, происходившие по системе разломов преимущественно северо-западного простирания, обусловили ступенчатый характер рельефа западной окраины Сибирской платформы. О существовании здесь ярусного рельефа в период формирования верхнемеловой бокситоносной формации наглядно свидетельствуют характер распределения различных типов кор выветривания и качество руд известняковых бокситопроявлений. Так, на самой низкой ступени рельефа, прилегающей непосредственно к восточному борту Енисейской впадины, образовывались коры выветривания каолинитового состава, характерные для низин. Восточнее, в пределах более высокой ступени, формировались преимущественно ферриаллитные и, в значительно меньшей степени, латеритные коры выветривания. Руды известных здесь бокситопроявлений представлены «бобовыми» рыхлыми и каменистыми железистыми бокситами низкого качества. По аналогии со смежными районами Сибирской платформы можно предполагать, что в пределах верхнего яруса рельефа формировались коры выветривания преимущественно латеритного профиля.

По характеру распределения различных типов кор выветривания позднемелового времени нами произведена реконструкция ярусного рельефа западной окраины Сибирской платформы (рис. 2, 3).

Осадки альб-сеноманского времени подразделяются на два литолого-фациальных комплекса, типичные континентальные осадки (элювиально-коллювиальная, аллювиально-озерная и аллювиальная группы) и отложения прибрежно-морской аккумулятивной равнины.

Северная часть Енисейской впадины, судя по значительному увеличению мощности альб-сеноманских осадков, испытала в это время погружение.

Одновременное поднятие платформы и погружение северной части Енисейской впадины привели к резкому понижению базиса эрозии, что способствовало интенсивному врезу речной сети и одновременному размыву продуктов выветривания со склонов возвышенностей.

Вслед за регрессией морского бассейна вдоль наиболее прогнутой части Енисейской впадины формируется мощная речная артерия с многочисленными притоками, заложившими основу современной системы гидросети западной окраины Сибирской платформы (см. рис. 2).

Об интенсивном размыве образований бокситоносной формации свидетельствуют значительная примесь каолинитового материала в альб-сеноманском аллювии и присутствие бобовин и обломков железистых бокситов в его базальных горизонтах. Вблизи палеоводоразделов содержание рудного материала в базальных горизонтах древнего аллювия достигает 30% общего объема породы. По мере удаления от источников питания количество его значительно сокращается.

Анализ мощностей и пространственного размещения континентальных осадков говорит о том, что на рубеже раннего и позднего мела начался врез палеодолин таких рек, как Сумарочиха, Верх. Лебедянка, Бахта, Верх. Имбак и Комса, где зафиксированы аллювиальные осадки альб-сеноманского возраста (см. рис. 2).

В туронском веке на широте р. Елогуй и к северу от нее в пределах Енисейской впадины накапливается толща пестроцветных аргиллитов, алевролитов и глин за счет перетложения продуктов глубокого химического выветривания. По данным В. П. Казаринова (1958), на палеоводоразделах Западно-Сибирской плиты в тот период формировался неозелювий.

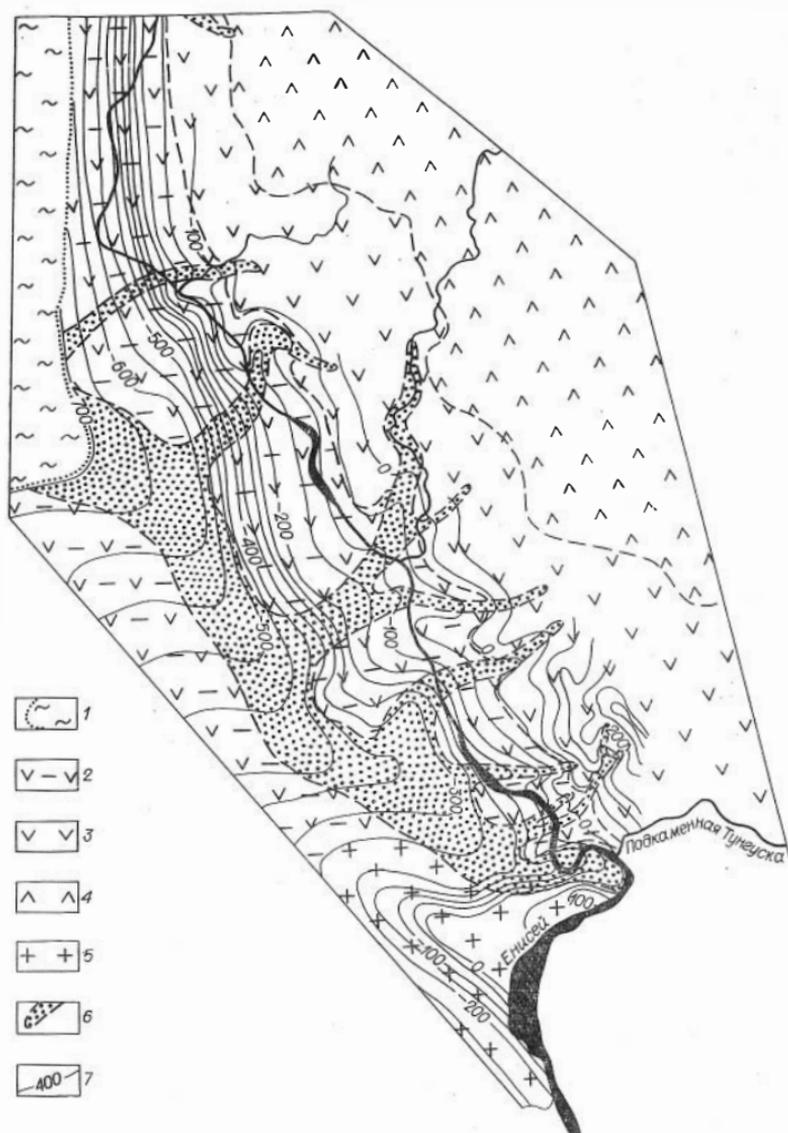


Рис. 2. Палеогеоморфологическая карта зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (нижнемеловая эпоха, альбский век — верхнемеловая эпоха, сеноманский век).

1 — бассейн седиментации; 2 — равнина аккумулятивная аллювиально-озерная; 3 — плато низкое — область развития кор выветривания каолинового и ферриаллитного типов; 4 — плато среднее — область развития кор выветривания ферриаллитного и латеритного типов; 5 — возвышенность — область развития кор выветривания ферриаллитного и латеритного типов; 6 — долины основных палеорек; 7 — стратозониты по кровле долей сеноманских образований.

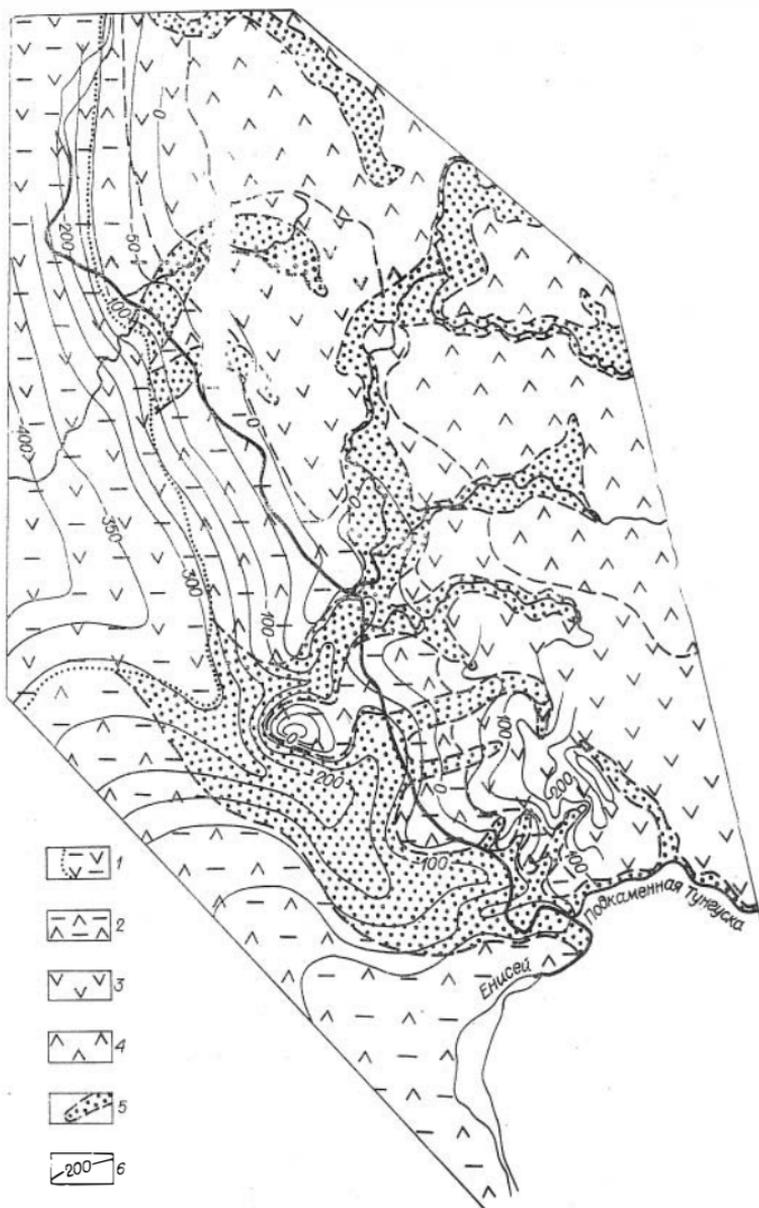


Рис. 3. Палеогеоморфологическая карта зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (верхнемеловая эпоха, сенонский — датский века).

1 — равнина низменная аккумулятивная — область преимущественной седиментации осадков; 2 — равнина денудационная — область развития неозювия; 3 — плато низкое — область вероятного развития кор выветривания каолинового и ферриаллитного типов; 4 — плато среднее — область вероятного развития кор выветривания ферриаллитного и латеритного типов; 5 — долины основных палеорек; 6 — стратоногония по кровле догунских образований.

В сеноне фиксируется кратковременная ингрессия в Енисейскую впадину. Судя по мощности прибрежно-морских осадков сенонского возраста, граница их распространения проходит южнее Елогуя. Вызванное ингрессией повышение базиса эрозии обусловило значительное расширение ранее заложившихся долин, связанных с бассейном палеоречных систем. Одновременно продолжается расчленение рельефа западной окраины Сибирской платформы за счет разветвления речной сети. К этому периоду, на наш взгляд, относится оформление крупнейших долин района, которые унаследованно развиваются и поныне (см. рис. 3). В пользу этого вывода свидетельствует находка аллювиальных осадков кампан-маастрихского возраста (палинологические определения Г. К. Кондратьева) в борту долины р. Тынепа. Значительная мощность аллювиальных осадков (свыше 70 м), мелкая размерность, хорошая сортировка и окатанность обломочного материала, характер строения аллювиальной толщи говорят о формировании этих отложений в условиях констративной фазы аккумуляции.

Верхнемеловые — неогеновые отложения на рассматриваемой территории отсутствуют. Однако, судя по составу коррелятивных отложений смежных районов Западно-Сибирской плиты, Сибирская платформа и Енисейский край в позднем мелу испытали поднятия (Боголепов, 1961). Наступившая затем в палеогене относительная стабилизация тектонических движений способствовала выравниванию рельефа и формированию широко распространенных в Ангаро-Енисейской провинции двух верхних бокситоносных горизонтов палеоцен-эоценового возраста, которые сохранились в глубоких (до 280 м) карстовых полостях (Боголепов, Пельтек, 1957; Пельтек, 1967).

Вторая половина олигоцена ознаменовалась значительным поднятием Сибирской платформы (Плоскогорья и низменности Восточной Сибири, 1971), активизацией тектонической деятельности в пределах Западно-Сибирской плиты (Архипов и др., 1970) и Алтае-Саянской горной области (Адаменко, 1963). Конец олигоцена характеризуется, по-видимому, резким преобладанием эрозионных процессов в палеоречных долинах. Маломощный аллювий этого времени при существующей редкой сети буровых скважин легко может быть пропущен.

Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют о глубоком каньонообразном врезе древних речных долин в пределах поднятий. Неслучайно констративная толща аллювия сенонского возраста оказалась сегодня на 70 м выше уреза р. Тынеп. В миоцен — плиоцене блоковые движения постепенно затухают. Врез дотобольской речной долины в приустьевой части р. Бахты достигает 117 м, а западнее р. Верх. Лебедянки — 300 м.

В конце плиоцена территория Енисейской впадины и прилегающая к ее борту часть западной окраины Сибирской платформы испытывают погружения. В депрессиях и в глубоко врезанных долинах в эпоху дьячского оледенения накапливались отложения различного фациального состава, а в тобольское время — мощные аллювиальные толщ.

Анализ пространственного размещения, характера залегания и мощностей аллювиальных осадков тобольского времени показывает, что в пределах западной окраины Сибирской платформы речная сеть в большинстве случаев унаследовала ранее заложенные долины. Палеодолина, приуроченная к Енисейской впадине, значительно сместилась к востоку и в общих чертах совпадает с долиной современного Енисея (рис. 4).

В эпоху самаровского оледенения Енисейская впадина и занимавшие наиболее низкое положение участки западной окраины Сибирской платформы служили областями накопления ледниковых и водно-ледниковых образований. В то же время высокие ступени рельефа окраины платформы подвергались ледниковой экзарации. В конце ширтинского и в тазовское время в Енисейскую впадину проникла бореальная ингрессия.

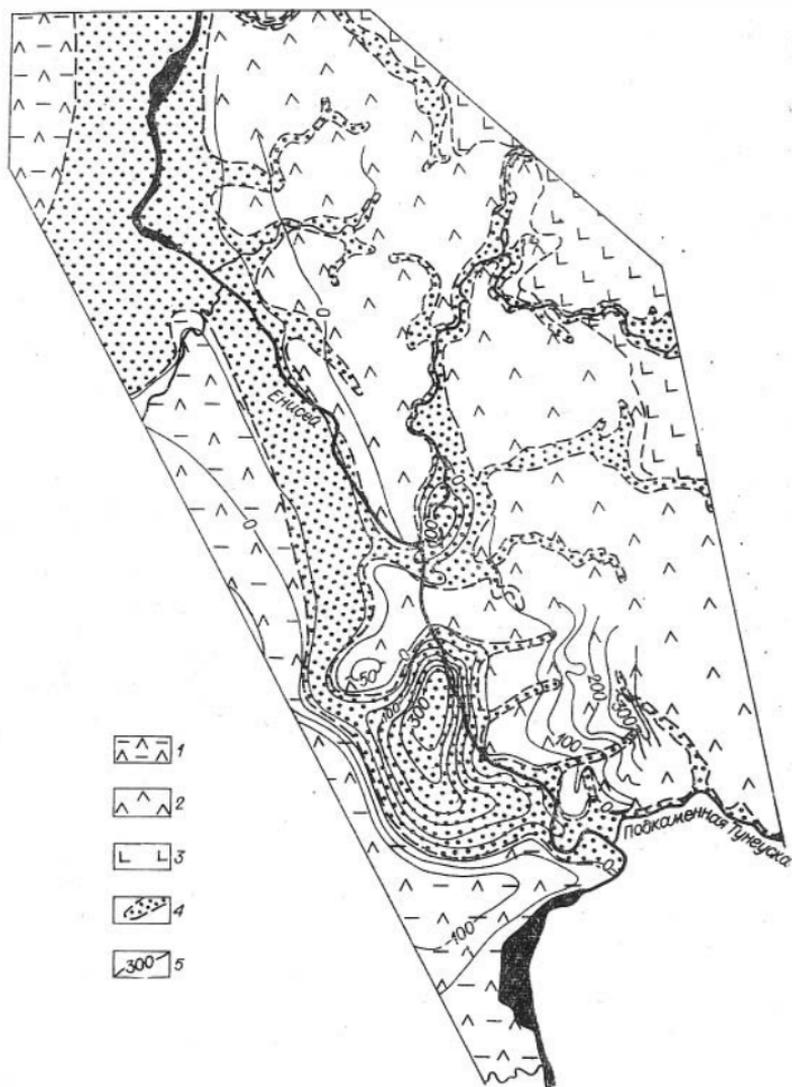


Рис. 4. Палеогеоморфологическая карта зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (неогеновый период — раннечетвертичное время).

1 — равнина денудационная; 2 — плато низкое и среднее, глубоко и густо расчлененные; 3 — плато высокое, глубоко и густо расчлененное; 4 — долины основных палеорек; 5 — стратописы по кровле доюрских образований.

Одновременно продвигавшиеся с северо-востока ледники сружали на этой территории значительные массы обломочного материала. После деградации ледников, в поздне-четвертичное время речная сеть восстанавливается и наследует ранее заложившиеся долины.

Таким образом, результаты проведенных исследований подтверждают положение о том, что основные речные долины зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты заложены на рубеже

ранне- и позднемеловой эпох и с тех пор развиваются унаследованно в соответствии с направленностью и режимом тектонических движений. При этом длительная односторонняя восходящими тектоническими движениями моделировка рельефа склонов Сибирской платформы способствовала размытию продуктов выветривания (и в том числе бокситов) уже в процессе их формирования.

Мощные восходящие тектонические движения новейшего этапа привели к почти полному размытию продуктов выветривания и бокситов с водоразделов и их склонов.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Основные этапы мезозойской и кайнозойской истории Предгорного Алтая.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 2.
- Архипов С. А., Вдовин В. В., Мизеров Б. В., Николаев В. А. Западно-Сибирская равнина. М., «Наука», 1970.
- Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Боголепов К. В., Пельтек Е. И. Перспективы бокситоносности северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Бюл. ОНТИ», 1957, № 7 (12).
- Боголепов К. В., Шевцов А. П. К вопросу о тектоническом строении области сопряжения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1962.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Казаринов В. П. Проблемы бокситов Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 10.
- Пельтек Е. И. Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения. Новосибирск, 1967.
- Пельтек Е. И. Особенности размещения месторождений бокситов юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа.— В кн.: Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Красноярск, 1969.
- Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Енисейского кряжа и Сибирской платформы.— В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., «Наука», 1971.
- Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. Под ред. Н. А. Флоренсова. М., «Наука», 1971.
- Табачкий И. М., Чупахин А. Я. Новые данные о северо-западном глубинном продолжении Енисейского кряжа под мезозойским чехлом Западно-Сибирской плиты.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, РИО СО АН СССР, 1962.
- Цехомский А. М. Коры выветривания мезозойского и кайнозойского времени на Сибирской платформе и полезные ископаемые, связанные с ними. Новосибирск, 1971.

Т. В. Николаева, В. Ф. Шувалов

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ БЕССТОЧНОГО БАССЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

(на примере Южной и Юго-Восточной Монголии)

На территории МНР к бассейну замкнутого стока относятся долины Южного Хангая, Монгольского и Гобийского Алтая, разделяющие их впадины, котловины Больших озер и долины Гобийской части страны.

Реки этих районов разнообразны и отличаются как типом питания и режимами, так и характером выработанных ими долин. Здесь распространены долины постоянно текущих рек, маловодных рек и ручьев родникового типа питания, сухие долины временных потоков (сайры) и сухие древние (реликтовые) долины.

Постоянно текущие реки преимущественное развитие имеют на Южном Хангае и в Монгольском Алтае (реки Байдарагин-гол, Буридуин-гол, Туин-гол, Тацын-гол, Аргуин-гол, Онгыйн-гол, Кобдо, Булган и др.).

Маловодные реки и ручьи родникового типа питания распространены главным образом в Гобийском и Монгольском Алтае, частично на Южном Хангае. Водотоки на дне этих долин характеризуются незначительным течением на коротких участках; большие части долин остаются сухими.

Самую многочисленную группу долин бессточного бассейна на территории МНР составляет сайры. Они распространены как в горных, так и в равнинных районах. Морфологические особенности речных долин, их протяженность и плановый рисунок, характер поперечного и продольного профилей тесным образом связаны с новейшими тектоническими движениями. Последние по-разному проявились в различных районах бассейна замкнутого стока МНР и создали резко отличные новейшие тектонические структуры.

Хангайское поднятие представляет собой тектоническую структуру типа широкого, морфологически сложного свода с плоскими прогибами, осложненными тектоническими разрывными нарушениями. Южное крыло Хангайского свода пологое и длинное. Рельеф, развитый в его пределах, представлен отдельными средневисотными плосковершинными массивами, разделенными наклонными денудационными равнинами и аккумулятивными равнинами внутригорных впадин.

Речные долины южного склона Хангая имеют большую протяженность (по сравнению с другими районами бессточного бассейна МНР), расположены параллельно друг другу и поперек Хангайского поднятия. В продольном и поперечном профилях их отражаются особенности более мелких новейших тектонических структур южного крыла Хангайского свода.

Верховья рек (Байдарагин-гола, Туин-гола, Татын-гола, Онгыйн-гола и др.), находящиеся в пределах Центрально-Хангайского поднятия*, имеют глубокий эрозионный врез, V-образный поперечный невыработанный, крутонаклонный и ступенчатый продольный профиль. В местах нересечения реками Баян-Хонгорской зоны межгорных впадин их долины резко расширяются, становятся пологосклонными с меандрирующими (свободно) руслами и широкими поймами. В пределах Южно-Хангайского поднятия (особенно в его северной части) все реки южного склона Хангая протекают в узких V-образных долинах с крутыми скалистыми склонами. На склонах долин в пределах этого участка насчитывается до шести цокольных или смешанных террас. Очень характерны врезанные меандры. В окраинной южной части Южно-Хангайского поднятия долины опять расширяются, глубина их вреза, а также количество террас сокращаются. Нижние участки долин, находящиеся уже в пределах Долиноозерской впадины, характеризуются очень слабым врезом и сливаются с окружающей равнинной поверхностью.

Горы Гобийского и Монгольского Алтая, а также отдельные поднятия Южной и Юго-Восточной Гоби приурочены к новейшим тектоническим структурам типа узких линейных сводов и прогибов, осложненных разрывными тектоническими нарушениями. В рельефе это «пьедестальные горы» с узкими, сравнительно короткими, кулисообразно сменяющимися друг друга преимущественно средневисотными хребтами, окаймленными очень своеобразными цокольными пьедесталами — «бэлями». Неотъемлемой принадлежностью гор этого типа являются хребты-спутники («форберги»). Хребты разделены такими же узкими тектонически обусловленными преимущественно цокольными равнинами во впадинах.

Вся современная речная сеть района определена этим типом структуры и рельефом. Здесь нет таких протяженных (как на Хангае) вытянутых поперек поднятия речных долин. Наиболее характерны попереч-

* Названия новейших тектонических структур Хангая взяты из работы Т. В. Николаевой «Геоморфологическое строение Центральной Монголии». Л., 1971.

ные преимущественно крутосклонные эрозионные рытвины и ущелья, прорезающие скалистые склоны. Кроме того, отмечаются продольные долины, приуроченные к внутригорным впадинам, следующим согласно с простиранием хребтов, и диагональные долины, приспособившиеся к диагонально расположенным (относительно главной оси хребтов) впадинам. В то же время отмечаются составные долины, в пределах которых наблюдаются поперечные, продольные и диагональные участки. Днища их чаще всего скалистые, практически лишенные рыхлого материала. Речная сеть (особенно поперечные долины) очень молодая и в настоящее время находится в стадии формирования и постоянной перестройки. Очень характерны антецедентные участки долин, пропиливающие молодые поднятия. Наиболее часто подобные участки встречаются в местах пересечения долинами форбергов. Но в некоторых случаях пропиливаются и главные хребты. В частности, хр. Дзун-Сайхан высотой около 2700 м пересекается ущельем Елын-Ам. Начало этой долины находится в продольной впадине Худасны-сайр. В месте пересечения указанного хребта долина сужается до ущелья, имеющего ширину менее 2 м. Примером составной долины, характеризующейся несколькими антецедентными участками, является долина р. Ганиа-Бургасун-гол, берущая начало в высокогорной части хр. Баян-Цаган-нуру. В верховьях эта долина ориентирована с северо-запада на юго-восток параллельно оси главного поднятия. Затем река поворачивает резко на север, пересекает северное краевое поднятие хр. Баян-Цаган-нуру (ширина 1—1,5 км), образуя антецедентный участок. В Тойримин-Холойской впадине река меняет направление на восток и теряется во впадине. Затем она образует следующий антецедентный участок в месте пересечения хр. Хара-Аргалинту-нуру и далее направляется на север к оз. Бон-Цаган-нур. Отрезок долины севернее Тойримин-Холойской впадины носит название Хулсыг-гол (или Хобур-Далан-гол). Это пример типичнейших рек Гобийского Алтая.

Поперечные речные долины Гобийского Алтая обнаруживают тесную связь с асимметрией хребтов. Крутые и короткие северные склоны пересекаются короткими крутопадающими ступенчатыми долинами. Речные долины южных склонов длиннее и характеризуются лучше выработанными продольными профилями.

Гобийская часть территории МНР относится к области молодой платформы (в отличие от области горообразования Хангая, Гобийского и Монгольского Алтая), характеризуется проявлением слабых новейших тектонических движений и равнинно-мелкосопочным рельефом. Расчленение Гоби осуществляется сухими долинами временных потоков и древними речными долинами.

Связь речных долин с новейшей тектонической структурой так явно, как в Хангае, Гобийском и Монгольском Алтае, здесь не прослеживается, но несомненно, существует. Долины крупных сайров часто характеризуются древовидным типом планового рисунка, нередко четковидным строением. Широкие участки встречаются в местах пересечения имп. денудационных и аккумулятивных равнин, суженные — в местах пересечения мелкосопочного рельефа, еще более узкими они становятся при врезании в молодые тектонические поднятия (антецедентные участки долин).

В долинах сайров нередко наблюдаются террасы, высота которых не превышает первые метры.

К Гобийской части территории МНР относятся и речные долины вулканического плато Дариганга, расположенного в Юго-Восточной Монголии. Плато сложено плиоценовыми и плейстоценовыми базальтами и характеризуется ступенчатым строением. Над плоскими ступенями разных уровней возвышаются вулканические постройки, вытягивающиеся в линии северо-восточного простирания.

В районе плато Дариганга можно выделить долины центральных частей плато, долины склонов плато и долины склонов вулканов. Все они узкие, каньоно- или V-образные, им свойственны неглубокие врезы и колчато-чашеобразное строение в плане. Ширина днища соответствует ширине долины; днища, как правило, лишь частично заняты руслом со слабым временным водотоком. Наиболее протяженными (десять километров) являются долины центральных частей плато. Долины склонов вулканов и уступов плато очень короткие, характеризуются крутыми невыработанными продольными профилями.

Долины обычно не террасированы, лишь в некоторых из них прослеживаются очень низкие террасы.

Базисом эрозии большинства долин плато Дариганга являются мелкие замкнутые впадины. По возрасту это молодые плейстоценовые долины, находящиеся в стадии врезания.

Кроме долин, тесно связанных с тектоническими структурами, во всех районах бессточного бассейна имеются долины, образованные исключительно эрозийными процессами. Это рытвины на крутых склонах гор или плато, наиболее выразительны они на слабо сцементированных мезо-кайнозойских породах.

Часть долин рассматриваемого района, образованных эрозийным путем или тектонически обусловленных, иногда преобразована другими экзогенными факторами, в частности ветром. Так, в долинах, простирающихся которых соответствуют направлению преобладающих ветров, «отшлифовываются» и подвергаются коррозии их борта, сложенные коренными породами, а в днищах формируются бугристые пески с характерными для них холмиками-косами.

Широким развитием на территории бассейна замкнутого стока в МНР пользуются древние (реликтовые) долины. В современном рельефе они выражены в виде обширных долинообразных понижений, протягивающихся на сотни километров. Древние долины обычно разобщены на отдельные участки последующими перестройками рельефа, и в целом древняя речная система восстанавливается с большим трудом. Единого отчетливого русла в таких долинах нет. Наиболее крупные древние долины приурочены к новейшим межгорным прогибам или синеклизам платформенного чехла, осложненным разрывными тектоническими нарушениями.

Сохранившиеся участки древних долин наилучшую выраженность в рельефе имеют в районах распространения наиболее древнего денудационного рельефа в восточной половине региона. Они также характерны для Центральной Монголии, прослеживаются в Гобийском Алтае и к югу от него. В 1976 г. подобная долина наблюдалась нами к югу от хр. Гурбан-Сайхан. Это долина, приспособившаяся к продольной тектонической впадине (точнее, серии впадин), вытянутая согласно с простиранием хребта. Она имеет отчетливую морфологическую выраженность, прослеживается на расстоянии до 300 км при резко изменчивой ширине — от 7 до 40 км. В днище ее часто обнажаются либо скальные палеозойские, либо слабо сцементированные мезокайнозойские породы. Мощность четвертичных отложений измеряется первыми метрами. Возраст долины послесреднеолигоценый — она врезана в поверхность, сложенную фаунстически охарактеризованными среднеолигоценовыми красноцветными отложениями. Не исключено, что отдельные участки ее существовали уже и в олигоценовое время. Заложилась она, вероятно, в период начальных горообразовательных движений новейшего этапа.

Перестроенной древней долиной, вероятно, является и долинообразная впадина на востоке Монголии, вытянутая от урочища Галбын-Гоби (на юго-западе) до г. Барун-Урт (на северо-востоке). Общая протяженность ее около 800 км при ширине 40—60 км*. Это долинообразное по-

* Нам лучше известен участок от впадины Галбын-Гоби до г. Сайн-Шанд.

нижение состоит из серии выраженных в современном рельефе впадин, в целом вытянутых в северо-восточном направлении. Абсолютные высоты дниц их 700—800, реже 900 м, относительная высота близлежащих цокольных, пластовых равнин и мелкосопочника 10—200 м. Впадины разделены перемычками, сложенными палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими породами с выровненным рельефом. Переход от дниц их к перемычкам постепенный, без резко выраженных перегибов склонов.

В днице долинообразной впадины прослеживаются возвышенности островного типа, сложенные различными породами палеозой-кайнозойского возраста. Абсолютные высоты их не превышают 980 м. В то же время дница отдельных впадин, как мы указывали, имеют абсолютные высоты 700—750 м. В углублении наиболее пониженных участков дница, несомненно, принимали участие процессы дефляции.

Склоны этой протяженной долинообразной впадины террасированы. Наиболее четкий уровень прослеживается на абсолютных высотах 970—980 м. Кроме того, остатки галечного покрова (единичные находки гравия и гальки) наблюдались на высотах 1100—1160 м. Выделяются три озерно-аллювиальных уровня: 940—1050, 900—1000 и 800—900 м.

Рассматриваемая древняя долина врезана в поверхность Гобийского пепельца (высота 1100 м), который срезает все породы, включая палеогеновые. На террасовидных поверхностях и на дне наиболее углубленных участков ее вскрываются маломощные осадки предположительно неоген-четвертичного возраста. Максимальная мощность их 9 м. Разрезы террасовых уровней представлены песком и супесями нередко с примесью щебня, гравия и гальки. Для разрезов дниц пересыхающих озер, расположенных в долине, характерно переслаивание песков, суглинков, глин с включением гравия и гальки.

Рассматриваемая долинообразная впадина существовала, вероятно, сначала (в неоген-раннеплейстоценовое время, а возможно, еще и в олигоцене) как крупная речная долина, приуроченная к наматившемуся тектоническому прогибу северо-восточного простирания. В более позднее четвертичное время вследствие неоднократных тектонических перестроек и аридизации климата образовалась система озер, объединенных этой же впадиной, имеющей северо-восточное простирание. В настоящее время в «долине» существуют лишь отдельные мелководные пересыхающие озера, наполняющиеся водой в периоды ливней.

Ориентировка в пространстве как крупных, так и мелких долин рек и временных потоков predetermined трещиноватостью пород разных порядков (от крупных протяженных разломов до внутрислойных трещин). Простирания основных систем вертикальных трещин и спрямленных элементов речной сети обычно совпадают. Эта закономерность прослежена во всех районах рассматриваемой территории. Так, речные долины Гобийского Алтая следуют в целом уклону поверхности, но при пересечении ими скалистой части хребтов особенно наглядно обнаруживается тесная связь направлений спрямленных участков долин с трещинно-разрывной сетью.

Все сайры Гобийской части территории МНР также направлены по уклону местности в сторону ближайшего местного базиса эрозии. Но в своей ориентировке они не прямолинейны, а состоят из многочисленных спрямленных отрезков, простирание которых совпадает с простиранием основных систем трещин.

Отчетливым прямоугольно-коленчатым строением характеризуется речная сеть вулканического плато Дариганга, что обусловлено приуроченностью ее к трещиноватости вулканических пород.

Вопрос о возрасте долин бассейна замкнутого стока Монголии на данном этапе изученности может быть решен с некоторой долей условности. Предположительно можно выделить: 1) древние долины палеоген-неогенового возраста, 2) древние долины раннеплейстоценового и,

возможно, верхнеплиоценового — нижнеплейстоценового возраста, 3) молодые долины средне- и позднеплейстоценового и голоценового возраста.

Долины рек, речек и временных водотоков аридной зоны МНР имеют большое народнохозяйственное значение, поскольку они служат главным источником и хранилищем пресной воды, крайне необходимой для широко развитого здесь скотоводства. В долинах рек Южного Хангая возможно поливное земледелие. Важна роль мелких родников и речек. В гобийских районах Монголии они уже частично используются для поливного земледелия (оазисы Эхин-гол, Булган и др.). В «сухих» долинах региона расположена большая часть колодцев, поскольку уровень грунтовых пресных вод здесь наиболее высок по сравнению с другими участками местности. Очень важно изучение разрезов четвертичных отложений долин для выявления водоносных горизонтов: вода из этих горизонтов обладает более высокими питьевыми качествами.

Б. А. Богоявленский

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИРОДЫ ОЗЕРНОГО КРАЯ СЕЛЕНГИНСКОЙ ДЕЛЬТЫ, ЕЕ ДИНАМИКА И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ

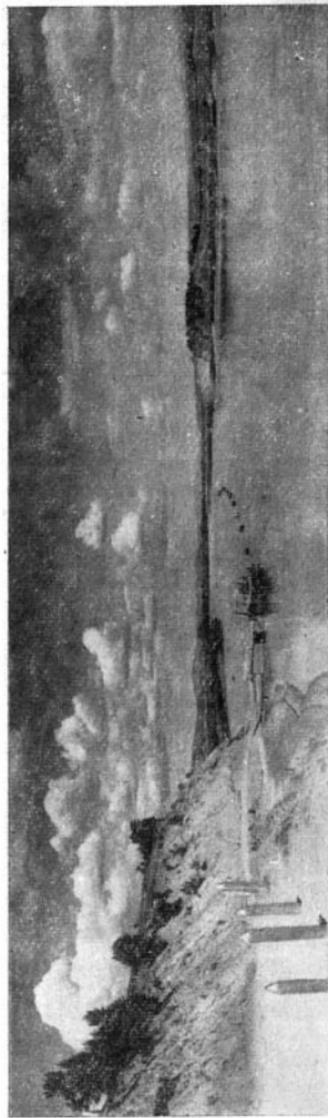
Настоящая статья имеет целью рассмотреть дельту Селенги как типичную дельтовую равнину Байкала, во многом схожую с дельтами Верх. Ангары и Баргузина, на примере низовьев Селенги раскрыть динамику развития природы озерной части реки, в общем виде охарактеризовать пути сохранения ее от прямого и косвенного техногенного воздействия со стороны Темлюйского цементного завода, Селенгинского и Байкальского комбинатов и бытовых стоков населенных пунктов, расположенных в долине этой главной водной артерии региона.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДЫ ДЕЛЬТОВОЙ РАВНИНЫ СЕЛЕНГИ

Дельта Селенги расположена на юго-восточном побережье Байкала. С северо-запада ее границей является берег озера, с юга — отроги хр. Хамар-Дабан, а юго-востока — предгорья хр. Улан-Бургасы. Отметка озера в районе дельты составляет 455 м абс. высоты (Атлас Забайкалья, 1967). Устьевая часть Селенги занимает громадный треугольник, вершины которого расположены у ст. Боярской на юго-западе, на мысе Облом на северо-востоке и у с. Никольское — на юге. Дельта Селенги принадлежит к типу выдвинутых. Ее площадь составляет 1120 км², она приблизительно в 18 раз меньше дельты Волги и несколько превышает площадь устьевой области р. Кура. За вершину селенгинской дельты принят створ у Фофановой горы (в районе Тресковской переправы) (рис. 1).

Дельта как геологический объект начала формироваться в верхне-четвертичное время в результате заполнения «Селенгинского залива» (Старицкий, 1913). Сложена послетретичными отложениями — древними озерными песками, озерно-речными и речными галечниками, частично делювием, залегающими горизонтально.

В дельте четковывделяются три террасовых уровня. Современная пойма представляет заболоченную дельтовую равнину, возвышающуюся над уровнем Байкала на 0,25—1,00 м; для нее характерно большое количество протоков, стариц и пойменных озер. Первая (Кабанская) терраса имеет среднюю относительную высоту над уровнем озера около



*Рис. 1. Юго-восточная вершина треугольника селенгинской лельты — створ в районе Никольской паромной переправы.
Фото автора, 1954 г.*

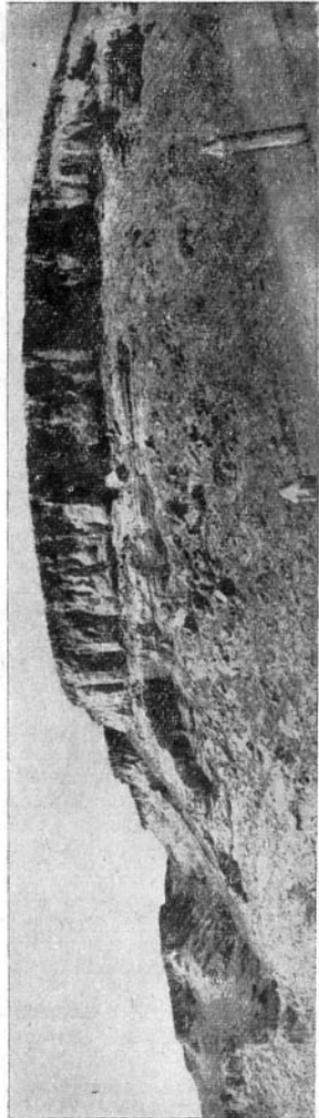


Рис. 2. Фофановская — III терраса Селенги, названная по одноименному селу, в районе которого она выражена наиболее полным разрезом.

Фото автора, 1957 г.

2 м. Вторая терраса (Кударинская) высотой около 20 м прослеживается наиболее четко на правом берегу Селенги и фрагментами — на левом. Третья (Фофановская) терраса (рис. 2), высота которой составляет около 80 м над урезом озера, лучше выражена на правом берегу Селенги в районе с. Фофаново (Фофанова гора).

Формирование дельтовой равнины Селенги обусловливается рядом факторов, одним из которых является гидрологический режим реки. Селенга — самый значительный из притоков оз. Байкал (составляет 83,4% водосбора озера). Площадь бассейна Селенги равна 445 900 км². Общая длина 1024 км, из которых на территорию СССР приходится 409 км, 615 км дренируют территорию МНР.

В пределах СССР в Селенгу впадают значительные по водности притоки: слева — Джида длиной 454 км, Темник — 231 км и др., справа — Чнкой длиной 681 км, Хилок — 730 км и Уда — 370 км.

Падение Селенги от границы с МНР, по данным нивелировок, составляет 140 м (Копанев, 1958). Уклоны поверхности распределяются равномерно, имея 0,5 м на 1 км у границы, уменьшаются в низовьях до 0,4 м, соответственно изменяются скорости течения (от 8 до 5 км/ч).

Дельтовый участок Селенги характерен меньшими уклонами и скоростями. Так, протока Шанталка имеет скорость течения 0,56 м/с, протока Харауз-Галиха — 0,62, а протока Галутай лишь 0,32 м/с.

Гидрографическая сеть дельты может быть охарактеризована в общих чертах следующим образом. Главными протоками западной части дельты (с юга на север) являются Шумиха, Игнатьиха, Шаманка, Промой, Селенга (Харауз) и Галутай. Северные протоки — Средняя, Кривая, Колпинная, Пневка и Сев. Устье. В зал. Провал воды Селенги поступают по четырем главным протокам — Костыли, Ср. Перемой, Сахаровский Перемой и Лобановской. По мере приближения к Байкалу происходит дробление главных рукавов, и на озерном крае количество проток дельты возрастает до шестидесяти.

Основной рукав Харауз, впадающий в Байкал в западной части дельты, более полноводен, менее разветвлен и судоходен на всем своем протяжении (от с. Кычино на юго-востоке до маяка Харауз — в устье). В период июньских продолжительных паводков происходит подъем уровней в рукавах и протоках дельты. В результате прорыва береговых валов заливается пойменная часть дельты. Озера и старицы увеличивают зеркало водной поверхности. Происходит значительная перестройка планового положения гидрографической сети. В очень высокие половодья пойменная часть дельты превращается в залитую водами равнину. Катастрофические паводки на Селенге, по данным А. Н. Старицкого (1913), наблюдались в 1751, 1785, 1830, 1854, 1864, 1867, 1869, 1872 и 1875 гг. Последние наводнения произошли в 1932, 1936, 1940, 1942, 1950, 1958, 1962, 1971 гг. (Атлас Забайкалья, 1967; наши наблюдения). В результате наводнений изменились плановые очертания Селенги: расширились на отдельных участках берега, на других — намывлись острова, сформировались мели, перекрывались одни и открылись другие протоки и т. п. На рис. 3 хорошо прослеживается картина изменения русла Селенги в результате паводков. Отмеченные нами катастрофические наводнения искажают и затушевывают стабильность роста окраинной части дельты, намного усложняя картину природных процессов и явлений, происходящих в низовьях реки.

Разбой дельты на рукава и протоки начинается в створе с. Брянка — Фофанова гора, ниже которого главное русло Селенги расчленяется на рукава. Влево отходит рукав, идущий к Кабанску, другой, главный, — к с. Кычино. В районе последнего от него отделяется и идет на северо-восток Красноярский рукав, который после ответвления проток Костыли, Ср. и Уташинский Перемой именуется Лобановской протокой, впадающей в зал. Провал у сел Инкино и Дубинино.

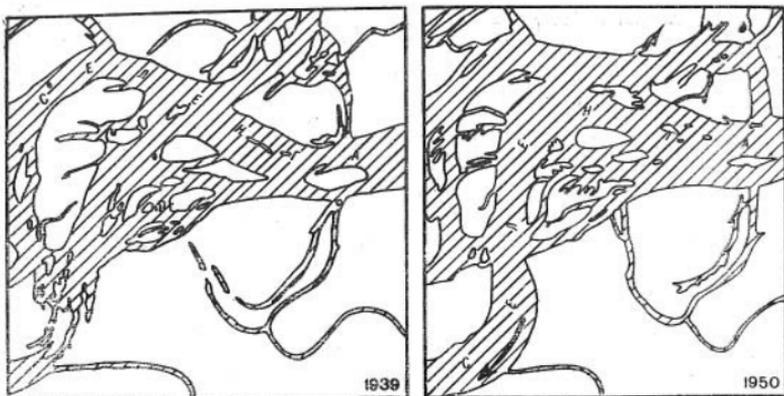


Рис. 3. Фрагменты аэрофотоснимков залетов 1939 и 1950 гг. с дешифрированной гидрографией, раскрывающие изменение главного русла Селенги в результате наводков и других природных процессов.

В 8 км от устья протоки Харауз от нее ответвляется и уходит в южном направлении Шаманская протока, вторая из западных после протоки Шумиха.

Устьевое приозерье представляет собой обширное мелководье юго-восточного побережья оз. Байкал. Границей озерного края на юго-западе служит участок западного берега озера севернее ст. Боярской. Восточной границей служит долгота с. Энхалук. С северо-запада аван-дельта ограничена зоной свала глубин, удаленной от окраинной части дельты на расстояние 6—7 км. Берега окраинной части дельты низкие, заболоченные.

Селенга и ее притоки в результате боковой и глубинной эрозии производят работу по переносу большой массы твердого стока. Так, средняя годовая его величина у разъезда Мостовка составляет 2,72 млн. т. (Иванов, 1966). Селенгой выносятся значительная масса взвешенного и влекомого материала, обуславливающего малую прозрачность. Воды реки даже во время среднего меженного уровня (в мае месяце) несут в 1 м³ воды от 350 до 500 г твердых частиц.

По составу выносов участок дельты выше разделения потока на южный и северный рукава характеризуется обилием галечников. Преобладающие здесь донные наносы в виде галечников с гравием и песком связаны главным образом с падением скоростей течения водного потока. Ниже зоны отложения галечников в 20—25 км от устья преобладают мелкие фракции наносов, илстые или песчаные грунты, приносимые водой во взвешенном состоянии. Аккумуляция взвесей по мере приближения к устью постепенно увеличивается и достигает максимума в устьевой части дельты непосредственно у ее озерного края: из-за сильного падения скорости течения они не переносятся далеко от береговой линии.

Одним из ведущих факторов, определяющих динамику устьевых частей дельтовых равнин, является уровень режим оз. Байкал. Систематические наблюдения за режимом уровней озера начались в 1898 г. Минимальный уровень воды, по данным гидрометеорологической службы, в 1904 г. достигал 456,86 м над уровнем Балтийского моря, т. е. был на 59 см выше 0-го футштока водомерного поста у ст. Байкал. Максимальный уровень воды в озере за период непрерывных наблюдений с 1898 по 1955 г. достигал 455,80 м над уровнем моря, или на 253 см превышал нулевую отметку упомянутого футштока. Из этого следует,

что амплитуда естественных колебаний уровня воды в озере за период систематических наблюдений равна 194 см. Амплитуда колебаний среднегодовых уровней воды в Байкале значительно меньше. Среднее значение уровней, по данным Н. А. Афанасьева (1967), составило 127 см над нулем графика водомерного поста ст. Байкал, или 454,54 м над уровнем Балтийского моря. Уровень воды, наиболее часто повторяющийся за период наблюдений, или горизонт наибольшей повторяемости (по расчетам Гидроэнергопроекта), равен 455,70 м над уровнем Тихого океана, или 454,63 м над уровнем Балтийского моря (Кожов, 1972).

В отношении колебаний уровней на Байкале можно отметить следующие закономерности. Внутригодовые колебания за многолетний период составляют в среднем 82 см. Многолетние — 194 см за последние 60 лет. Повышение уровня начинается в начале мая и обычно достигает минимума в сентябре.

Несколько иные величины получил Г. И. Галазий (1967). Изучив особенности расположения и характер колец роста у старых, размещающихся вблизи уреза деревьев (возраст 450—550 лет) он утверждает, что амплитуда вековых и сезонных колебаний уровня Байкала за последние 500 лет не превышали 2,5 м.

Кроме охарактеризованных колебаний уровня наблюдаются и другие, вызванные ветровыми сгонами и нагонами вод и резкими колебаниями давления. В результате последнего возникают периодические колебания уровня — сейши — с амплитудами обычно 20—30 см.

В связи с сооружением Иркутской ГЭС на Ангаре уровень озера поднят на 1,4 м, что не выходит за пределы величин колебаний многолетних уровней озера, по А. Н. Афанасьеву (1967), и на ход развития природы окраинной части дельты Селенги значительного влияния не оказывает.

По наблюдениям Хараузского гидропоста, уровни воды в районе дельты колеблются незначительно: разница между наивысшим и наименьшим в году уровнями не превышает 2—2,5 м.

Селенга в нижнем течении вскрывается в апреле и замерзает в конце октября или первых числах ноября.

Участок дельты по геолого-геоморфологическим признакам распадается на четыре подрайона.

Первый подрайон включает пониженную часть поймы в дельте Селенги (отн. высота 0,5—1,5 м). Он занимает площадь от зал. Провал на северо-востоке до с. Меркушево на юго-западе. Это типичная дельтовая равнина с многочисленными заболоченными участками, понижающаяся к Байкалу. При высоком стоянии вод и во время половодья вся пойменная часть дельты заливается паводковыми водами. Поверхность подрайона заросла тальником и лишь местами используется в качестве покоса и выгона.

Второй подрайон расположен в области развития отложений I речной террасы (Кабанской) Селенги. Это равнина с незначительными понижениями, созданными древними протоками Селенги. Равнина постепенно понижается к северо-востоку. Здесь ее ограничивает уступ II речной террасы (Кударинской). По левому берегу Селенги размещаются останцы размыва II террасы, создается характерный мелкохолмистый рельеф. Высоты отдельных холмов имеют относительное превышение над подстилающей поверхностью 2—10 м.

Отмершие протоки Харауз, Шангалка и другие в результате блуждания сгладили поверхность террасы и выработали своеобразный рельеф. На аэрофотоснимках он хорошо дешифрируется по плановым очертаниям форм и наличием на межложбинных валах кустарниковой растительности. Относительное превышение валов над ложбинами составляет 80—120 см. Подрайон используется под пахотные и сенокосные угодья.

Третий подрайон включает II речную террасу (Кударинскую), сло-

женную в верхней части лессовидными суглинками, мелким галечником преимущественно темных пород (роговики, кварциты), светло-коричневыми кварцевыми песками с небольшим количеством хорошо окатанной гальки. Во многих местах у уступа террасы и на ее бровке сформированы дюны. В окрестностях сел Кабанск, Посольск, Колесово и другие останцы II террасы и уступ ее закреплены растительностью, и поэтому не развеваются ветром. Наибольшее количество мелких останцов сосредоточено в треугольнике ст. Селенга — с. Кабанск — с. Ньюки. Останцы вытянуты узкой полосой вдоль левого берега Селенги. Самый значительный по площади останец располагается между селами Коргино, Степной Дворец, Исток.

Четвертый подрайон охватывает III террасу (Фофановскую) Селенги. Он размещается на ее правобережье. Эта терраса высотой около 80 м над урезом озера лучше всего выражена на правом берегу реки у Никольской переправы (см. рис. 2), а также в районе сел Оймур и Дуланов, где она представлена сnivelированным плато, кончающимся изрезанными обрывами над II террасой. Вблизи с. Фофаново она хорошо обнажена в результате подмыва Селенгой. Терраса сложена мелкозернистыми однородными песками с незначительными прослоями супеси. Ее поверхность поросла листовенничным лесом. На левобережье Селенги III терраса выражена слабо и представлена лишь ее фрагментами.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД В ИЗУЧЕНИИ ДИНАМИКИ ОЗЕРНОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ СЕЛЕНГИ

Основные положения картографического метода и его применение для выявления географических процессов достаточно полно освещены в работах К. А. Салищева (1955), А. М. Берлянта (1971), Л. Е. Сетунской (1960), Б. А. Богоявленского (1967, 1970, 1976) и других авторов. Это освобождает нас от описания метода и позволяет остановиться лишь на тех его моментах, которые необходимы для моделирования интересующих нас процессов и составления прогноза развития дельты.

Изучение дельты Селенги и прилегающей территории проводится нами с 1951 г. по настоящее время. За 26-летний период регулярных наблюдений накоплен значительный материал, раскрывающий ход физико-географических явлений. Направленность наших исследований была продиктована подготовкой к строительству, строительством, эксплуатацией Иркутской ГЭС и хозяйством БурАССР.

Начальный период (1951—1960 гг.) характеризовался изучением природных условий и хода развития природы дельты Селенги в натуре по картографическим и аэрофотографическим источникам.

Второй период (1961—1963 гг.) предусматривал изучение влияния водохранилища Иркутской ГЭС на ход естественного развития природы дельты и выявление возможных нарушений физико-географических процессов.

Исследования последнего периода (с 1961 г. по настоящее время) имеют целью уточнение качественных и количественных показателей формирования дельты и составление прогноза на дальнюю перспективу.

Значительное место в комплексе работ первого периода отводилось сбору картографических и аэрофотографических источников, анализ которых позволил установить особенности природы, характер озерного края и историю развития дельтовой равнины. Нам удалось собрать и проанализировать все имеющиеся источники с 1701 по 1973 г.; наиболее интересные фрагменты их приведены на рис. 4 в виде шести увеличенных натуральных и уменьшенных фотокопий.

Первый фрагмент — лист карты «Чертеж земли Иркутского города» из «Чертежной книги Сибири», составленной Семеном Ремезовым

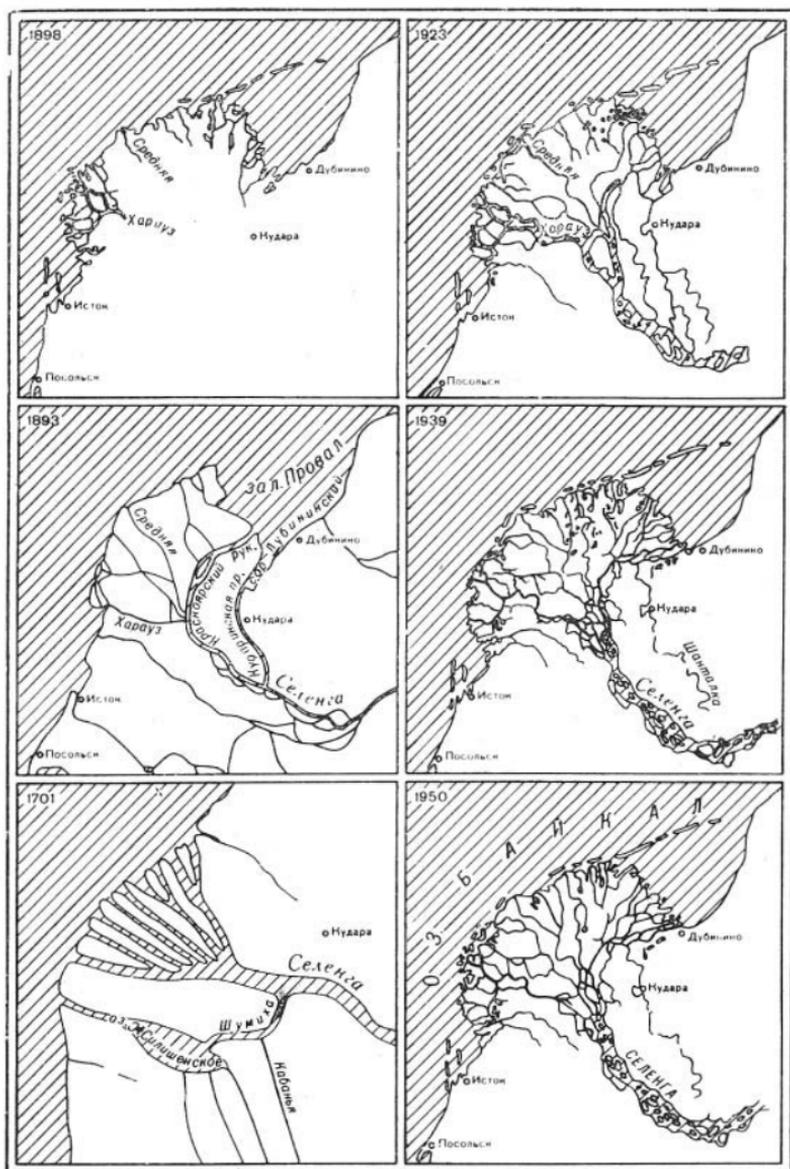


Рис. 4. Изображение дельты Селенги на картографических и аэрофотографических источниках: 1701 — уменьшенный фрагмент с карты «Чертежная книга Сибири» Семена Ремезова; 1893 — карта А. П. Богословского; 1898 — уменьшенная копия лонги Байкала на район дельты Ф. К. Дриженко; 1923 — карта полковника Большева; 1939 — уменьшенная копия карты к проекту обвалования Кабанского аймака БурАССР; 1950 — уменьшенная копия карты автора с изображением гидрографической сети, составленная в 1954 г.

в 1701 г. По-видимому, иллюстрируемая карта является наиболее ранним картографическим отображением дельты и ее окружения, созданным по опросным данным.

Второй фрагмент — карта Л. П. Богословского, составленная в 1893 г. в результате изысканий в устье Селенги по рукавам Харауз (главное русло) и Красноярскому. Чертеж дельты воспроизведен на основании глазомерных и полунструментальных съемок.

Третий — озерный край дельты по данным Ф. К. Дриженко, полученным в результате его работ 1897 г. Определен мензульной съемкой с наблюдением астрономических пунктов, равномерно расположенных вдоль берега.

Четвертый — дельта по карте полковника Большева (издания 1888 г.), переизданной в 1923 г.

Пятый — низовья Селенги по отдешифрованным планам, составленным по аэрофотоснимкам залета 1939 г. к проекту обвалования Кабанского аймака БурАССР.

Шестой — уменьшенная фотокопия карты дельты, созданной автором статьи по контактному аэрофотоснимкам залета 1950 г.

Иллюстрируемые фрагменты позволяют посредством сравнительного визуального анализа источников пронаблюдать изменения элементов гидрографической сети в плане, тем самым установить ход развития окраинной части дельты во времени.

Проследим отображение главных элементов дельты на иллюстрациях, принимая за эталон шестой фрагмент (карту 1950 г.).

Фрагмент карты 1701 г. по сравнению с эталоном дает очень схематичное отображение очертания устья в плане, но правильно выделены два крайних рукава — южный и северо-восточный, которые отождествляются соответственно как Харауз и Красноярский. На фрагменте еще нет отображения зал. Провал (возник после создания изображения в 1861 г.). Верно, хотя и утрировано, показана водная система: р. Кабанья — протока Шумиха — оз. Жилищенское — Байкал.

Более точную картину дает фрагмент 1893 г. На нем дельта выглядит уже более точно, верно зафиксировано положение устья протоки Средней, точнее, чем на карте Ремезова, показана протока Шумиха. Свое отображение получил зал. Провал, южная часть которого глубоко врезана в сушу и образует Дубининский сор. Отражая гидрографическую сеть дельты, А. П. Богословский выделил главным рукавом Красноярский и показал полноводной ныне отмершую протоку Кударинскую, в то же время главный рукав Харауз (Селенгу) он не характеризует многоводным*. На этой иллюстрации пока не нашли своего отображения надводные бары и острова, блокирующие залив Провал от озера**.

Более совершенным и точным является отображение озерного края на уменьшенном фрагменте лоции Ф. К. Дриженко (1898). Инструментальная съемка позволила в деталях дать устьевые части всех протоков и рукавов, жестко зафиксировать их положение в плане. На фрагменте положение протоки Средней изображено по аналогии с картой А. П. Богословского, но в отличие от последней главным показан Харауз, а не Красноярский рукав. Площадь водного зеркала зал. Провал отображена меньшей, а южная часть Дубининского сора характеризуется незначительным заливом. Получили отображение острова и надводные бары, блокирующие залив от оз. Байкал.

* По-видимому, здесь имеет место фиксирование периодичности перераспределения водной массы под действием ветра юго-западного румба «Култука».

** Мы не допускаем, что аккумулятивные формы опущены; очевидно, они в то время были подводными, так как с момента образования Провала прошло лишь около 30 лет.

Четвертый фрагмент (1923 г.) подтверждает плановое положение озерного края дельты, близкое к зафиксированному Ф. К. Дриженко, но при сравнении с эталоном (1950 г.) уже можно наблюдать тенденцию роста западного и северо-восточного краев. Главные рукава — Харауз и Красноярский. В изображении Дубининского сора наблюдается увеличение (в сравнении с картой 1897 г.) площади водной поверхности. Протока Кударинская (Шанталка) показана действующей.

Близкой по форме и тождественной по отображению с эталоном дается дельта на пятом фрагменте (1939 г.). На нем по сравнению с предыдущим рисунком (1923 г.) наблюдается изменение внешних очертаний западного и северо-восточного секторов дельты. Исчез Дубининский сор, прекратила жизнь Кударинская протока (ныне Шанталка). Главными водными артериями выделен Харауз (Селенга) и Красноярский рукав.

Краткий общий анализ фрагментов картографических источников позволил пронаблюдать историю картографической изученности устья Селенги, выявить динамичность ее элементов, получить общую картину о процессах и явлениях, формирующих озерный край дельтовой равнины. Однако для решения поставленных задач это — лишь первый этап работ.

РАСТИТЕЛЬНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ПРИ ВЫЯВЛЕНИИ ДИНАМИКИ ПРИРОДЫ

Применение растительных индикаторов, как отмечает С. В. Виктор (1955), связано с проникновением аэрометодов в специальные виды исследований. Оно стало развиваться в 40-х годах и нашло свое отображение в работах Б. Н. Городкова (1935), Б. А. Богоявленского (1970, 1976), Е. А. Галкиной (1942), А. Е. Ферсмана (1942) и других авторов.

Картографический метод, разработанный для выявления динамики природы окраинной части дельты Селенги, позволяет установить характер, направление и скорость происходящих процессов *сравнительным способом*. Он опирается на индикационные свойства прибрежной и водной растительности. Как известно, эти свойства сводятся к тому, что отдельные виды и группы видов растительности строго приурочены к определенным условиям местообитания, т. е. они четко реагируют на изменение природных условий.

Изучение литературных, аэрофотографических источников и полевые наблюдения позволили выявить зоны распределения отдельных видов и групп видов растительности. Так, в северо-восточной и юго-западной частях дельты указанные зоны размещаются следующим образом (рис. 5). У берега идет зона трилистника (*Menyanthes trifoliata*) с проективным покрытием до 70%, ириса (*Iris laevis*) и осок (*Carex vesicaria*, *C. elongata*, *C. lasiocarpa*), на сплаvine идет зона тростников (*Phragmites communis*), достигающих высоты 2 м над поверхностью воды. На ней расположены осоки, калужница (*Caltha palustris*), трилистник, манник (*Glyceria aquatica*) и др. Далее следует зона погруженной растительности, состоящей из кубышки (*Nuphar luteum*), урути (*Myriophyllum verticillatum*), яски (*Lemna trisulca*), пузырчатки (*Utricularia vulgaris*), роголистника (*Caratophyllum demersum*), рдеста (*Potamogeton perfoliatus*) и др. Наконец, еще далее в глубь акватории до глубин 1,5—2 м, а в некоторых участках до 3 м идет зона рдестов. Установленную связь глубин с растительными зонами, а также положение границ последних в акватории озера достаточно наглядно можно проследить на иллюстрируемом поперечном профиле (рис. 6).

Выявленные закономерности распределения и приуроченность растительности к конкретным природным условиям дали возможность уста-

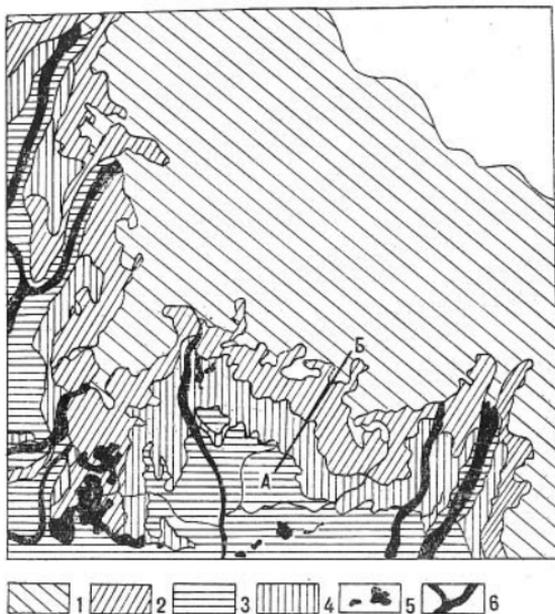


Рис. 5. Растительные зоны северо-восточной части дельты Селенги по аэрофотоснимку залета 1950 г.

Зоны: 1 — рдеста, 2 — погруженной растительности, рдеста, пузырчатки, урути, рожделистика, ежеголовника, 3 — тростника, калужницы, трилистника, 4 — трилистника, ириса и осоки; 5 — озера пойменные; 6 — рукава и протоки Селенги.

новить дешифровочные признаки для каждой выделенной зоны. Различия во флористическом составе выделенных растительных зон позволили использовать в качестве дешифровочных признаков не только тональность, но и структуру фотографического изображения. Рисунок последнего, создаваемый растительностью определенной зоны, в сочетании с фототоном был принят как ее индикатор. В свою очередь, определенной растительной зоне соответствуют характерные условия местообитания, в том числе глубины. Так, зона трилистника, осок и ириса располагается в полосе береговой линии озера и в большинстве случаев лишь частично заливается его водами. Зоне трилистника соответствуют глубины до 1 м, а зоне погруженной растительности — 1,5.

Прибрежная и водная растительность указанных растительных зон имеет весьма различную отражательную способность, зависящую как от флористического состава, так и от фенологических фаз отдельных видов в момент производства залета. В силу отмеченного растительность рассматриваемых зон изображается на панхроматических аэрофотоснимках широкой гаммой тонов — от светло-серого, почти белого для зоны погруженной растительности до темно-серого, почти черного для зоны прибрежной растительности (трилистника, ириса, осок). Установив дешифровочные признаки зон и условия местообитания их растительности, можно судить о глубинах придельтовой части оз. Байкал и зал. Провал. Смещение этих зон, т. е. выдвижение их в акваторию озера и залива, говорит об изменении глубин. Как известно, наносы Селенги уменьшают глубины придельтовой части озера, в результате чего одна растительная зона сменяется другой. Так, смена погруженной растительности зоной трилистника произошла в результате

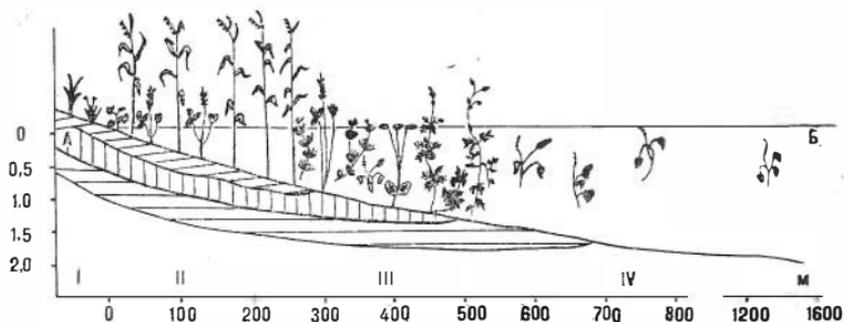


Рис. 6. Поперечный профиль растительных зон (I—IV) северо-восточной части дельты Селенги по линии А — Б (см. рис. 5).

уменьшения глубин, т. е. роста северо-восточной части дельты.

Точность проведения на аэрофотоснимках (в пределах дешифрируемости смежных растительных зон) границ между зонами зависит от четкости контуров фотозображения. Она обуславливается контрастом в строении и фенологическом состоянии растительности смежных зон, что обычно связано с резкими изменениями условий местообитания и, в частности, глубин придельтовой части озера.

На рис. 5 иллюстрируется фрагмент дешифрирования границ растительных зон. Сравнение аэрофотоснимка и указанного фрагмента показывает, что выделение растительных зон не представляет затруднений, так как структура рисунка фотографического изображения конкретной зоны и его фототон имеют характеристики, свойственные лишь конкретной зоне.

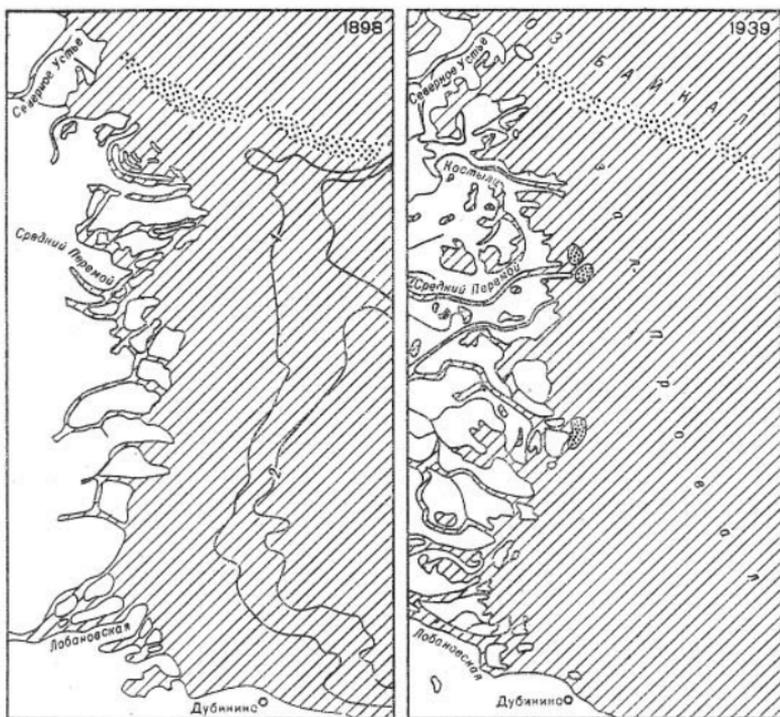
Сопоставление границ идентичных растительных зон, отдешифрированных на аэрофотоснимках двух залетов, полученных с интервалом во времени, дает возможность установить характер их пространственных изменений.

Картографический метод, опирающийся на индикационные свойства растительности, позволяет выделить в дельте Селенги участки растущие и участки, находящиеся в динамическом равновесии в отношении роста. Первым свойственно наличие у берегов водной растительности, вторые не имеют ее.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ХОДА РАЗВИТИЯ ПРИРОДЫ ОЗЕРНОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ

Как показали наши исследования, анализ отдельных компонентов с определенным отраслевым уклоном может привести к неверным выводам. Высказанное положение подтверждается примером из работы О. К. Леонтьева (1955), который, оценив ветровой режим района дельты Селенги, его воздействие на озерный край и миграцию придельтовых отложений, с помощью геоморфологического анализа пришел к ложному выводу. Последний им обосновывается и трактуется следующим образом: «К числу дельт с *округлым** морским краем относится также дельта Селенги (Байкал). Она далеко выдвинута в пределы озера, благодаря чему ее морской край оказывается подверженным воздействию трех важнейших ветров Байкала и связанных с ним волнений: «култука» (юго-западный ветер), «баргузина» (северо-восточный ветер),

* Курсив наш.— Б. Б.



«горная» (ветер с противоположного берега). Все они развивают волнения примерно одинаковой силы. Действие волн, возбужденных этими ветрами, препятствует сильному выдвиганию в море предустьевых кос отдельных рукавов, что связано также и со значительной переуглубленностью предустьевого взморья. Материал, выносимый рукавами Селенги, распределяется волнами более или менее равномерно по всему внешнему краю дельты, в результате чего последний приобретает *округлый контур*.

Картина, нарисованная О. К. Леонтьевым, не соответствует действительности; оценка взаимодействия дельтообразующих процессов дана неверно. По нашим материалам все выглядит иначе и представляется в следующем виде.

Во-первых, по аэрофотоснимкам раннего залета (1939 г.) и сформулированным в предыдущем разделе косвенным дешифровочным признакам дельта Селенги дифференцируется нами на три сектора (см. рис. 13) Первый — северо-восточный (на отрезке между протоками Сев. Устье и Лобановской), второй — западный (на отрезке от протоки Средней до протоки Игнатьиха) и третий — северный (на участке от протоки Средней до протоки Сев. Устье).

Во-вторых, визуальным сопоставлением аэрофотоснимков раннего (1939 г.) и позднего залетов (1950 и 1972 гг.) установлены направление и скорость процессов, происходящих на озерном крае дельты.

В-третьих, сравнительный фотограмметрический анализ залетов, выполненных с интервалом в 10 лет, показал, что рост озерного края, имеющего протяжение береговой линии 75 км, происходит *неравномерно*. Наибольший (см. рис. 13) наблюдается в северо-восточной части (западный берег зал. Провал) и составляет 66 м/г. С меньшей скоро-



Рис. 7. Фрагменты северо-восточного растущего сектора озерного края дельты по картографическим (1898 г.) и аэрофотографическим (1939 и 1950 гг.) источникам. (Соединив мнимой линией пунсон с. Дубинино с устьем протоки Сев. Устье, можно легко убедиться в выдвигании (росте) берега в акваторию зал. Провал, которое в районе Лобановской протоки достигает более 66 м/г).
1 — отмели; 2 — бары надводные; 3 — протоки и рукава; 4 — глубины и их отметки.

стью (45—50 м/г) выдвигается в акваторию озера западный край дельты в пределах проток Игнатьиха (юго-западная) и Галутай (западная). Северный участок береговой линии меняет свое положение по типу маятникового движения, которое в многолетнем интервале можно не учитывать и считать этот сектор дельты находящимся в динамическом равновесии в отношении роста. В-четвертых, дифференцированные нами секторы дельты — северо-восточный и юго-западный — имеют также неодинаковую на всем протяжении береговой линии скорость прироста.

В-пятых, форма дельты не округлая, а эллипсовидная, сжатая на севере и, наоборот, вытянутая в западном и северо-восточном направлениях, что наглядно подтверждается рис. 13.

Для подтверждения высказанных нами положений обратимся к иллюстративному материалу. На рис. 7 отображен северо-восточный сектор дельты по состоянию на 1898, 1939 и 1950 гг. Положение береговой линии, проток и пойменных озер 1898 г. дано по материалам Ф. К. Дриженко и по аэрофотоснимкам.

Приступая к сравнительному анализу фрагментов, на последних мысленно проложим створ, соединяющий устье протоки Сев. Устье с пунсоном с. Дубинино, от которого будем наблюдать рост отдельных участков побережья.

Линия, проведенная на фрагменте 1898 г. протяжением свыше 20 км, по характеру пересечения географических объектов разбивается на две половины — северную (протяжением около 10 км), которая пересекает сушу с протоками, старицами и пойменными озерами, и южную (длиною свыше 10 км), пролегающую по акватории зал. Провал. В створе центральной части северной половины отрезка (против устья протоки Костыли) берег выдвинут в сторону залива на 2,5 км, а против средней части южного отрезка линии (в створе устья Лобановской протоки) берег вдается в сторону суши на глубину 3,3 км, т. е. наблюдается кулисообразное очертание береговой линии северо-восточной части дельты. Изобата в 1 м здесь отстоит от берега на удалении 3 км, грубо отождествляя его очертание.

На втором фрагменте (1939 г.) линия створа, проведенного нами, пересекает сушу уже на протяжении 15 км и лишь на 5-километровом

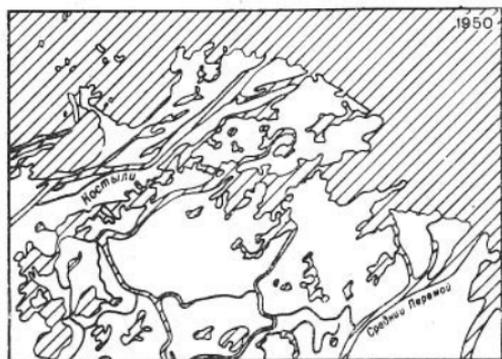
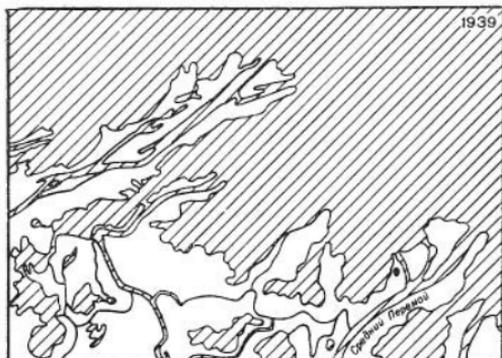


Рис. 8. Фрагменты северо-восточного края дельты на участке берега между притоками Костыли и Ср. Перемой по аэрофотоснимкам залетов 1939 и 1950 гг. (сравнительный анализ гидрографической сети и береговой линии раскрывает выдвигание последней в зал. Провал).

Заканчивая описание динамики берега северо-восточного сектора дельты, приведем характерные фрагменты копий аэрофотоснимков залетов 1939 и 1950 гг. (рис. 8), которые при беглом сравнении подтверждают рост окраинной части равнины в районе протоки Костыли за 10 лет. Фрагмент, приведенный на рис. 9, характеризует рост дельты в районе с. Дубинино за 13 лет.

Несколько меньше показатели и неравномерность роста отдельных участков наблюдаются у западного сектора дельты. В подтверждение высказанного положения рассмотрим фрагменты картографических (Дриженко, 1898) и аэрофотографических (1939, 1950, 1972 гг.) источников на интересующих нас сектор дельты, иллюстрируемые рис. 10.

Как известно, основная водная масса и соответствующий ей твердый сток поступают в западный сектор дельты по протокам Селенга (Харауз), Галутай и Шаманка. Причем большая масса воды пропускается Селенгой, по второй и третьей — меньшая. Это приводит к максимальному росту дельты в пределах устья Селенгинской протоки, от которой на юго-запад к устью Шаманки и северо-запад — низовьям протоки Галутай рост затухает.

Сравнение первых трех фрагментов (1898, 1939 и 1950 гг.) показывает, что дельта значительно выдвигается за счет роста о. Некипелова и окружающих его островов. Фрагмент аэрофотоснимка (1972 г.) раскрывает характер сектора дельты через 10 лет после начала формирования дельтового края под влиянием водохранилища Иркутской ГЭС.

Анализ аэрофотографических источников и периодический аэровизуальный облет дельты показали, что режим работы гидростанции не вызвал изменений в ходе природных процессов. Он лишь приостановил

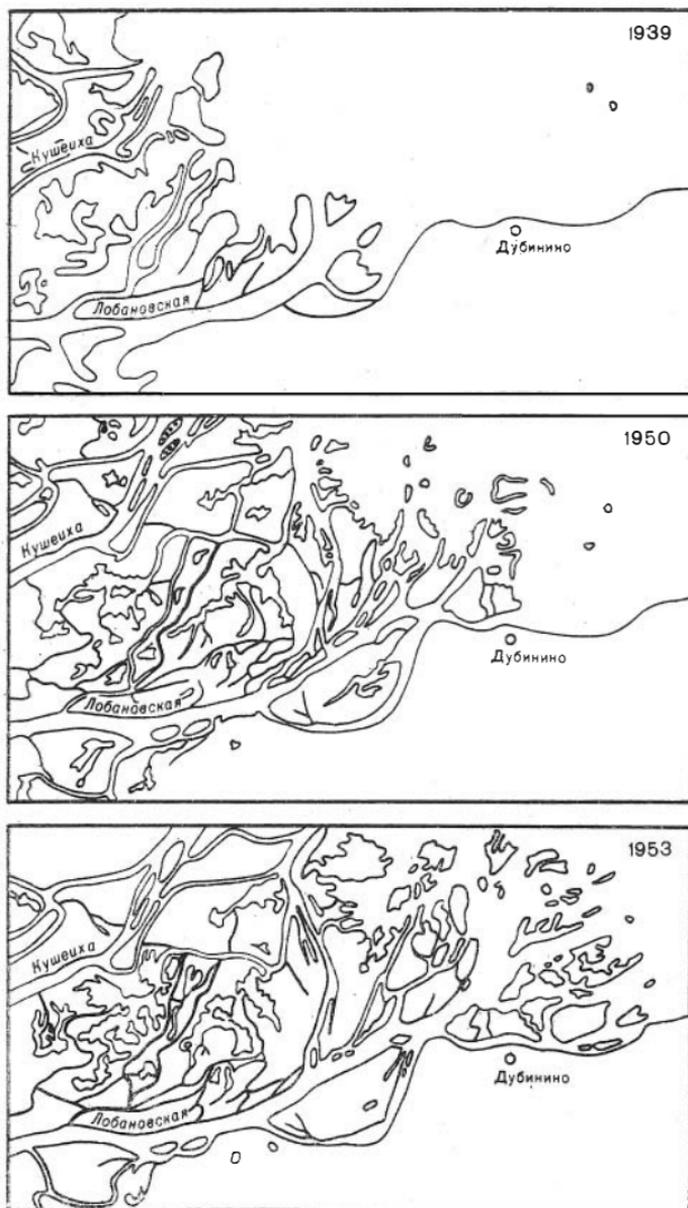


Рис. 9. Фрагменты юго-восточного края дельты в районе Лобановской протоки по аэрофотоснимкам залетов 1939, 1950 и 1953 гг. (ярко выражена тенденция роста — 66 м/г — наблюдаемая при сравнении фрагментов дешифрирования гидрографической сети).

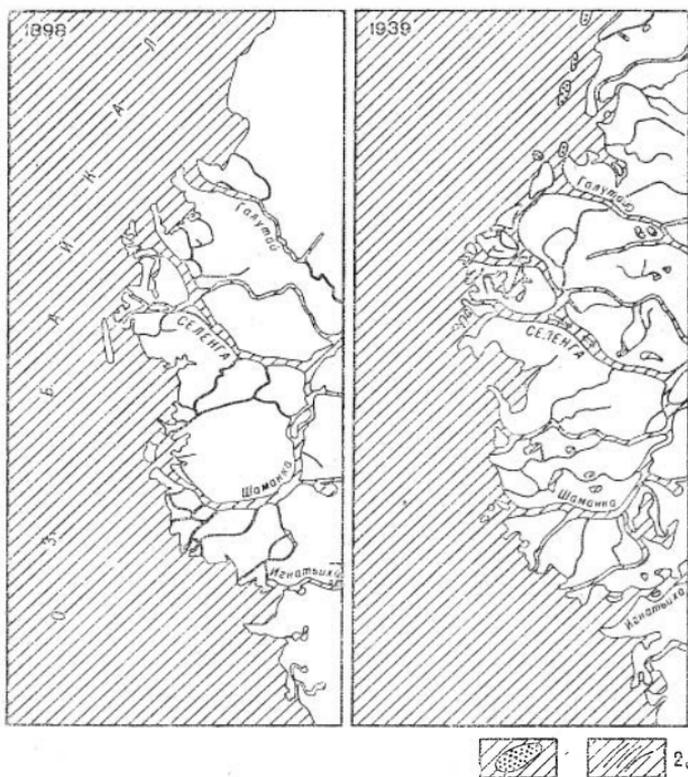


Рис. 10. Фрагменты западного — растущего сектора озерного края дельты
ков раскрывает динамику роста и позволяет дифференцировать сектор на
1 — бары надводные; 2 — бары подводные;

рост окраинной части дельты. Заполнение до проектной отметки водохранилища станции (1961 г.) привело к подъему уровня оз. Байкал, вызвав частичное затопление и подтопление озерного края дельты. Ее озерный край занял положение, близкое к положению 1898 г. Спустя 10 лет (с 1962 по 1972 г.), дельта вновь выросла и своим краем стала занимать положение, близкое к очертанию 1939 г. Описанная выше картина наглядно подтверждается фрагментами источников (рис. 11) на район о. Некипелов, что лежит в устье протоки Селенга (Харауз).

В подтверждение высказанного ранее вывода о почти стабильном положении северного сектора дельты рассмотрим фрагменты картографических (1898 г.) и аэрофотографических источников (1939 и 1950 гг.). Сравнительный анализ последних (рис. 12) позволяет отметить следующее. Во-первых, общий характер береговой линии сохраняется. Во-вторых, происходит ее выравнивание за счет зарастания водной растительностью бухт, заливов, отмерших протоков и озер. В-третьих, положение и плановое очертание береговой линии и ее элементов полностью отождествляются на аэрофотоснимках всех залетов.

Неравномерность роста окраинной части дельты обуславливается ходом развития природы в целом. Вместе с тем отдельные фрагменты взаимосвязей могут в общем виде раскрыть механизм неравномерного роста дельты. Последний стоит в прямой зависимости от водной массы Селенги (средний многолетний сток равен 28,9 км³) и соответствующего



по источникам 1898, 1939, 1950, 1972 гг. (визуальное сравнение участков, установить скорость выдвигания берега в акваторию Байкала.)
3 — протоки и рукава; 4 — глубины и их отметки.

ей твердого стока (средний многолетний достигает 2,72 млн/т), волно-прибойной деятельности озера, обусловленной ветровым режимом в безледоставный период и геологическим строением бассейна Селенги.

Сформулированные в настоящем разделе статьи положения и выявленные параметры позволяют создать картину формирования озерного края дельты. В этом поможет нам рис. 13, на котором отображена схема динамики развития окраинной части дельты Селенги с отображением взаимодействия дельтоформирующих факторов.

I. Ход развития географических процессов северо-восточного сектора дельты связан с действием ветра «Баргузин» (повторяемость 18%), который вызывает подпор проток Селенги водами зал. Провал. Падение скорости течения в протоках, вызванное подпором, приводит к интенсивному отложению взвешенного материала и втягиванию устьевых аккумулятивных образований в русла проток. Одновременно при действии «Баргузина» наблюдаются сгон вод озера у западного края дельты и беспрепятственный вынос протоками взвешенного материала в придельтовую часть озера с интенсивным выдвиганием аккумулятивных образований в его акваторию; формируется авандельта.

II. Противоположное явление наблюдается при действии юго-западного ветра «Култук» (повторяемость 58%), с которым связан подпор юго-западных проток и рукавов дельты. Одновременно осуществляется сгон вод озера северо-восточного края дельты. В связи с этим в запад-



ной части сектора дельты наблюдается втягивание устьевых аккумулятивных образований в русла проток. В северо-восточном секторе дельты река свободно выносит взвешенный материал в зал. Провал с интенсивным выдвиганием аккумулятивных образований в его акваторию.

III. Ветер северо-западных румбов «Горный» (повторяемость 11%) дует перпендикулярно берегу, вызывая перемещение наносов вдоль северного побережья дельты, формируя подводные и надводные бары, острова и другие аккумулятивные формы.

IV. Повторяемость ветров юго-западных румбов (58%) в три с лишним раза превышает повторяемость ветров северо-восточных направлений (18%), что приводит к большому росту северо-восточного сектора дельты и заполнению твердым стоком зал. Провал, в то же самое время замедляя рост юго-западного ее сектора.

По нашим подсчетам, в итоге постепенно прогрессирующего заполнения зал. Провал твердым стоком через 70 лет произойдет его заиливание, залив прекратит свое существование. Последнее возможно лишь в том случае, если за указанный период не произойдет катастрофических природных явлений, способных нарушить ход естественного развития природы дельты.

Считаем необходимым обратить внимание на новый вид источников — космические снимки (КС). Указанные документы, как показал наш небольшой опыт, обладают рядом ценных для картографического метода свойств, позволя-

Рис. 11. Фрагменты западного сектора озерного края дельты на район о. Некипелов по источникам 1898, 1939, 1950 и 1972 гг. (участок наибольшего роста этого сектора дельты).

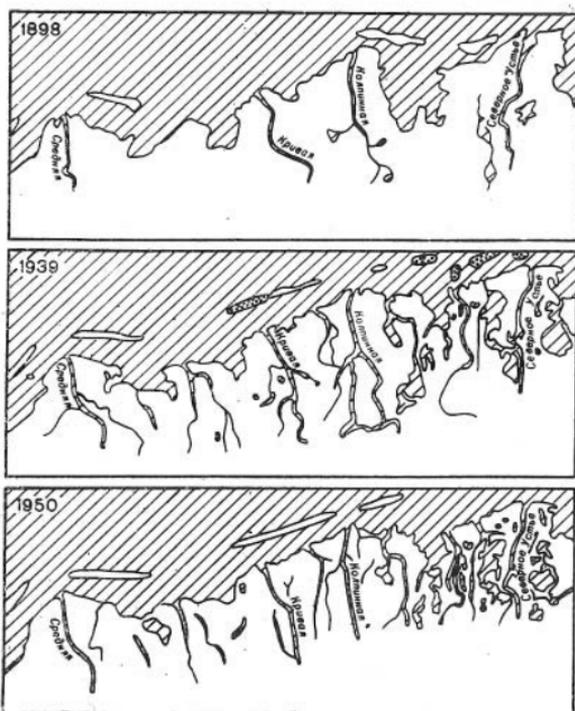


Рис. 12. Северный — «стабильный» сектор озерного края дельты по источникам 1898, 1939 и 1950 гг. (наблюдаются выравнивание берега, зарастание бухт, озер и затирающих проток)

ющих повысить эффективность метода при изучении динамики географических процессов и явлений.

По-видимому, при изучении динамических процессов и покомпонентном анализе ландшафта предпочтение должно отдаваться именно космическим снимкам.

Достоинства КС можно свести к следующим основным положениям.

Во-первых, КС по аналогии с аэрофотоснимком является первичным видом информации, но мельче по масштабу, т. е. повышенной обзорности. Благодаря последней одним снимком покрывается значительные площади, для фиксирования которых обычными аэрофотоснимками требуется большое количество отпечатков. Так, дельта Селенги покрывается двумя КС; обычных же аэрофотоснимков для покрытия этой площади требуется около трех сотен. Если предстоит выявить динамику явления посредством сравнения залетов трех периодов (дат), необходимо обработать и увязать около тысячи отпечатков. На рис. 14 иллюстрируется КС, полученный с орбитальной станции «Салют» 23 июля 1975 г., воспроизведенный по цветной вклейке из журнала «Огонек» №3 за 1977 г. Этим снимком покрыта большая часть дельты.

Во-вторых, КС благодаря своей обзорности существенно дополняет аэрофотоснимки. При этом следует отметить, что КС обладают не просто какими-то дополнительными достоинствами или недостатками по сравнению с аэрофотоснимками, а принципиально новыми качествами. КС из-за больших высот фотографирования и влияния на изображение атмосферы имеют свою специфику — оптико-механическое обобщение

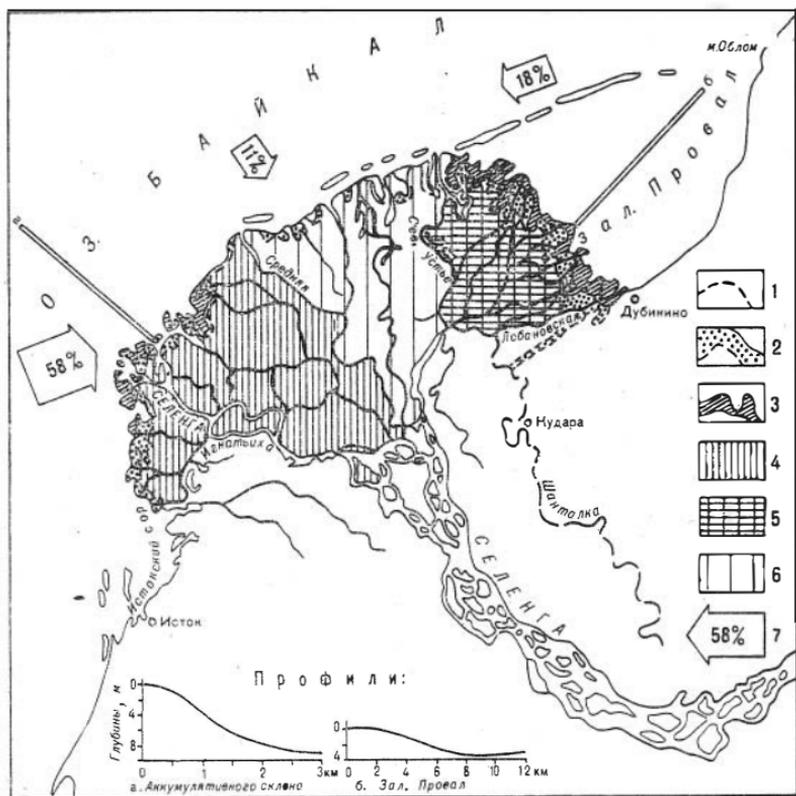


Рис. 13. Схема динамики развития окраинной части дельты Селенги.

1 — положение береговой линии по состоянию на 1898 г.; 2 — прирост дельты за период 1898—1939 гг.; 3 — прирост дельты за период 1939—1950 гг.; 4 — западный — растущий сектор дельты; 5 — северо-восточный — растущий сектор дельты; 6 — северный — «стабильный» сектор дельты; 7 — направления действия ветров в бездождливый период и повторяемость их, %.

Примечание. Штиля — 13%.

изображения. Так, одним снимком покрываются площади в несколько сотен и даже тысяч квадратных километров, что позволяет по-инному интерпретировать результаты дешифрирования. В поле зрения наблюдателя попадают объекты больших размеров, сфотографированные при одних и тех же состояниях (атмосфера, угол стояния Солнца, освещенность объектов, увлажнение поверхности, режим ветров, фенологические фазы развития растительного покрова и др.) одной технической системой в конкретный момент фотографирования. При этом следует принять во внимание, что КС не является эквивалентом фотосхемы, составленной из обычных аэроснимков, уменьшенных до определенного масштаба. Все перечисленное определяет особое отношение к КС как к но-

Рис. 14. Плановое положение гидрографической сети западной половины дельты Селенги, зарисованное по космическому снимку, полученному П. Климюком и В. Севостьяновым с долговременной орбитальной станции «Салют» 23 июля 1975 г. (воспроизведено по цветной иллюстрации из журнала «Огонек» № 3, за 1977 г.). Черным цветом отображены заливы, протоки, рукава, пойменные озера и авандельта, озерный край которой показан штрих-пунктиром.

вому перспективному носителю информации, способному обеспечить новый, более совершенный, этап в развитии картографического метода исследования динамических процессов и явлений природы и общества.

ТЕХНОГЕННОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ СТОКОВ НА НИЗОВЬЯ СЕЛЕНГИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ БОРЬБЫ С АНТРОПОГЕННЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ ПРИРОДЫ ДЕЛЬТЫ

Как уже отмечалось, за последнее двадцатилетие в бассейне р. Селенги, особенно в ее среднем и нижнем течениях, интенсивно развивается промышленное строительство, что приводит к увеличению сбрасываемых в реку сточных промышленных вод, несущих примеси вредных органических, минеральных и других веществ (сульфатов, хлоридов натрия, нефтепродуктов и др.) (Зюлькина, 1974).

Значительное место в техногенном воздействии на реку занимают простоки Байкальского и Селенгинского комбинатов, особенно последнего, расположенного на левом берегу Селенги в 42 км от озерного края дельты. Таким образом, отрицательное влияние стоков сказывается на природе Истокского, Посольского соров и зал. Провал, куда несет свои воды Селенга.

Как известно из литературных источников (Сорокина 1977; и др.), Селенгинский район (дельта и ее окружение) является главным рыбопромысловым участком Байкала, служит местом нагула молодежи массовых видов рыб: омуля, плотвы, ельца, язя, щуки, налима и песчаной широколобки. Существующие до последнего времени условия обитания обеспечивали естественный ход развития и жизнь живых организмов в указанном районе. С вводом же ряда промышленных объектов территория дельты подвергается значительному антропогенному воздействию, и если не принять соответствующих мер, то природные условия изменятся, что может привести к потере этих важных в хозяйственном плане площадей.

Рассмотрим современное состояние техногенного воздействия на воды Селенги и возможности самоочищения их.

Селенга имеет значительную водность и большую величину стока взвешенных наносов, достигающую в среднем за год 2300 тыс. т. Средняя мутность вод Селенги равна 79,5 г/л³ (Зюлькина, 1974).

В течение года сток взвешенных наносов распределяется неравномерно. Основная часть их поступает весной и летом (апрель — август) и составляет в среднем около 20% годового стока. Паводки июня — августа дают свыше 50% годового объема взвесей. Известно, что последние у рек участвуют в процессе самоочищения, сорбируя своей поверхностью вещества, загрязняющие реку. Взвеси Селенги, в составе которых значительную долю составляет монтмориллонит, являются хорошими сорбентами некоторых органических веществ. До массового промышленного строительства воды Селенги перед поступлением в залив и соры самоочищались, взаимодействуя с сорбентами. Подтверждением сказанному является активная биологическая жизнь в зал. Провал, сорах и дельтовых озерах.

Взаимодействие сорбента с вредными примесями особенно интенсивно наступает на участке разбоя нижнего течения Селенги на рукава и протоки (расположен в 39 км от озерного края дельты). Дробление русла на протоки происходит в результате резкого падения скорости течения реки. Участок разбоя является границей движения влекомых наносов, после которой в твердом стоке преобладают лишь взвешенные примеси.

Выходя в район дельтового треугольника, воды Селенги распределяются по многочисленным протокам и рукавам, имея минимальные скорости течения, что способствует самоочищению.

Водная масса и соответствующий ей твердый сток распределяются по протокам окраинной части дельты неравномерно. Наиболее многоводными, как отмечалось ранее, являются протоки западного и северо-восточного секторов края дельты. В северную часть дельты поступает незначительная часть стока. Однако на механизм распределения водной массы, а следовательно, и твердого стока налагают свой отпечаток режим ветров и вызываемая им волноприбойная деятельность вод Байкала.

С механизмом формирования окраинной части дельты Селенги связано поступление промстоков в отдельные секторы дельты. Их наибольший процент выносится в зал. Провал, несколько меньший — в Истокский сор и сектор западной части авандельты. Северный сектор принимает самую малую часть промстоков. Под действием ветров определенных румбов происходит перераспределение водной массы, содержащей твердый сток с вредными примесями, и их поступление в соры и заливы окраинной части дельты, что способствует естественному самоочищению вод (этот процесс усиливается благодаря постоянному обмену вод сором с водами Байкала).

Естественный процесс самоочищения при действии упомянутых факторов и наличии в водах Селенги значительной массы сорбентов пока еще обеспечивает естественный ход развития природы в низовьях дельты. Очевидно, с вводом на полную мощность Селенгинского целлюлозно-картонного комбината техногенное воздействие может усиливаться, что приведет к нарушению естественного процесса самоочищения, так как органические и минеральные примеси, поступающие в Селенгу, не будут полностью связываться сорбентами.

В силу того, что в зал. Провал вместе с твердым стоком поступает большая часть промстоков, следует предусмотреть мелиоративные мероприятия, обеспечивающие сохранение залива от заиливания и накопления вредных примесей в его донных отложениях и водах. Следует принять меры к сохранению всего Селенгинского рыбопромыслового района и обеспечить нормальное функционирование государственного ондатрового хозяйства.

По-нашему мнению, спектр мероприятий по сохранению дельты, в частности от заиливания и техногенного влияния, может быть следующим. Необходимо в районе нижнего разбоя Селенги на рукава и протоки перекрыть дамбой русло Лобановской протоки. Этим мероприятием будет осуществлено искусственное перераспределение водной массы и соответствующего ей твердого стока из северо-восточного сектора дельты в западный. За счет последнего будут решены сразу три проблемы.

Во-первых, за счет увеличения живого сечения русла, а следовательно пропуска водной массы, будет происходить переуглубление русла Селенги (рукава Харауз), что обеспечит судоходство и освободит затраты по очистке форватера.

Во-вторых, твердый сток и вредные примеси промстоков будут сбрасываться за пределы западного сектора дельты и поглощаться значительными глубинами открытого Байкала.

В-третьих, будет достигнута и обеспечена стабильность водного режима низовьев Селенги.

В-четвертых, зал. Провал сохранится как значительная (около 200 км²) нагульная площадь для обитания промысловых рыб.

В заключение необходимо отметить, что составление прогноза картографическим методом по долгосрочным наблюдениям позволяет избежать ошибок в расчетах по формированию аккумулятивных берегов водоемов в естественных и искусственных условиях, правильно предсказать и определить ход развития природных процессов.

- Атлас Забайкалья. М., ГУГК Мин-ва геол. и охраны недр СССР, 1967.
- Афанасьев А. Н. Вековая изменчивость главнейших элементов гидрометеорологического режима в бас-сейне оз. Байкал и смежных с ним географических областях.— В кн.: Круговорот вещества и энергии в озерах и водоемах. М., «Наука», 1967.
- Берлянт А. М. Картографический метод исследования природных явлений. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Богословский А. П. Пояснительная записка к изысканию в устье р. Селенги по рукавам Хараузу и Красноярскому в 1893—1894 гг.—Изв. ВСОРГО, Иркутск, 1897, т. XXVIII.
- Богоявленский Б. А. Картографический метод при изучении географических процессов и явлений (на примере формирования дельты р. Селенги).— В кн.: Аэросъемка и ее применение. Л., «Наука», 1967.
- Богоявленский Б. А. Растительные индикаторы при картографическом методе географических исследований (на примере дельты р. Селенги).— В кн.: Крупномасштабное картографирование растительности. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Богоявленский Б. А. Урочища дельты р. Селенги.— В кн.: Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы. Иркутск, 1976.
- Богоявленский Б. А., Зорин Л. В. Некоторые вопросы эрозионно-аккумулятивной деятельности рек и картографические методы ее изображения.— В кн.: Труды Иркутского гос. ун-та. Серия геогр., Иркутск, 1958, т. XXIV, вып. 1.
- Викторов С. В. Использование геоботанического метода при геологических и гидрогеологических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Галазий Г. И. Геоботанические исследования на Байкале. М., «Наука», 1967.
- Галкина Е. А. Использование материалов аэрофотосъемки для выявления свойств болотных массивов.— В кн.: Материалы по дешифрированию аэроснимков. Свердловск, 1942.
- Городков Б. Н. Геоботаника и авиация на севере.— «Сов. ботаника», 1935, № 2.
- Дриженко Ф. К. Лоция и физико-географический очерк озера Байкал. Спб, 1898.
- Зюлькина В. Я. Значение взвешенных наносов и донных отложений в самоочищении вод р. Селенги от летучих фенолов.— В кн.: Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы. Иркутск, 1974.
- Иванов А. Д. Эоловые пески Западного Забайкалья и Прибайкалья. Улан-Удэ, 1966.
- Кожов М. М. Животный мир оз. Байкал. Иркутск, 1947.
- Кожов М. М. Биология оз. Байкал. М., «Наука», 1962.
- Кожов М. М. Очерки по байкаловедению. Иркутск, 1972.
- Копанев Г. В. Обводнение пастбищ и сельскохозяйственное водоснабжение Бурят-Монгольской АССР. Улан-Удэ, 1958.
- Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. М., Изд-во МГУ, 1955.
- Салищев К. А. О картографическом методе исследования.— «Вести. МГУ. Серия физ.-мат. наук.», 1935, № 10.
- Салищев К. А. О точности количественных определений по специальным картам. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Салищев К. А. Методика анализа при исследовании явлений по картам.— «Вести. МГУ. Серия геогр.», 1968, № 3.
- Салищев К. А. Результаты комплексного географического дешифрирования снимков с орбитальной станции «Салют».— «Вести. МГУ. Серия геогр.», 1974, № 1.
- Сегунская Л. Е. Об использовании карт для целей изучения динамики явлений.— В кн.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Семен Ремезов. Чертеж земли Иркутского города.— В кн.: Чертежная книга Сибири. Тобольск, 1701.
- Сорокина А. А. Питание молоди рыб Селенгинского района Байкала. Новосибирск, «Наука», 1977.
- Старицкий А. Н. Река Селенга в Забайкальской области. Спб, 1913.
- Ферсман А. Е. Предисловие.— В кн.: Материалы по дешифрированию аэроснимков. Свердловск, 1942.

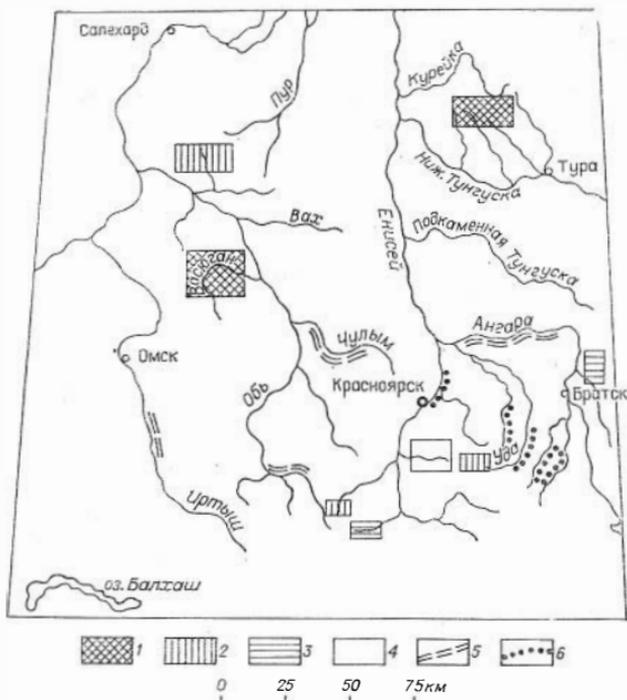
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКИХ ТЕЛЕВИЗИОННЫХ СНИМКОВ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ИНДИКАЦИОННЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ГИДРОСЕТИ

При изучении любого природного объекта с применением дешифрирования аэрофото- или космических снимков исследователь неизбежно сталкивается с необходимостью привлечения комплексного подхода. В случае использования аэрофотоснимков в этот комплекс входит ландшафтный метод дешифрирования (Виноградова, 1964). Ландшафт при этом понимается как целостное природное образование, каждый компонент которого (рельеф, климат, гидросеть, почва, растительность, животный мир), изменяясь, влечет за собой изменение ландшафта в целом. В связи с этим индикатором дешифрирования можно выбрать один из видимых на снимке компонентов. В отличие от аэрофотоснимка космический, в данном случае телевизионный, снимок обладает свойством высокой естественной генерализации природных объектов. По рангу генерализации телевизионные космические снимки занимают третье место после глобальных и региональных (Доливу-Добровольский, Стрельников, 1974; Космическая фотосъемка..., 1975). Это значит, что на них отображаются наиболее существенные черты изучаемого объекта целостного природного образования (восприятие изучаемого объекта на космоснимке подобно восприятию художественного образа в литературе). Такое существенное свойство природного объекта может быть определено его глубинным строением, т. е. в отличие от аэрофотоснимка здесь отчетливее проявляется связь между внешними и внутренними компонентами изучаемого объекта.

Наиболее чуткими индикаторами этой связи при дешифрировании космоснимков служат, на наш взгляд, рисунок и характер отображения гидросети.

Процесс дешифрирования телевизионных космоснимков аналогично дешифрированию других фотоматериалов дистанционной съемки включает звенья в такой последовательности: 1. Обнаружение объектов на снимках (зрительное восприятие закодированного фотоизображения природного объекта). 2. Опознавание их (установление характеристик, внешних их свойств). 3. Интерпретация — определение сущности, главных свойств исследуемого объекта, т. е. обобщение полученных результатов опознавания (Райзер, 1964). Следует отметить, что на данном уровне знаний о природе генерализации, т. е. о факторах формирования фототоновых и других особенностей снимка, интерпретация телевизионного космоснимка может быть не всегда одновариантной. Например, намечена, но недостаточно изучена связь теплового поля с рельефом (Дучков, Миляева, 1972), не изучены оптическая и геометрическая генерализации (Космическая фотосъемка..., 1975).

Первый этап дешифрирования. При просмотре телевизионных космоснимков территории Алтае-Саянской области, отдельных участков Западно-Сибирской равнины, Средне-Сибирского плоскогорья (см. рисунок) замечено, что гидросеть на них имеет очень разное отображение. Возникли вопросы: одинаковый ли порядок водотоков просматривается на снимках разных частей территории Сибири, и если нет, то чем это обусловливается? С чем связано такое явление, когда одни участки крупных рек на всех снимках отражены отчетливо, а другие не просматриваются совсем? Что является причиной образования полукольцевого рисунка водотоков в некоторых районах?



Участки различного отображения гидросети на телевизионных космических снимках.

Просматриваются водотоки порядков: 1—3-го, 2—4-го, 3—5-го, 4—7-го; 5—отчетливо видимые участки гидросети; 6—участки гидросети, невидимые на снимках.

Ответы на эти вопросы и определяют необходимость использования телевизионных космоснимков для выявления индикационных особенностей гидросети.

На аэрофотоснимках отчетливо просматриваются водотоки низкого порядка, начиная с 1-го. На космических снимках масштаба 1:1.500 000, полученных с орбитальных станций «Салют», «Джемини». (Николаевская, 1976), отображается вся гидросеть, начиная с 4-го порядка, в то время как на телевизионных с метеоспутника «Метеор» масштабов 1:6 000 000 и 1:9 000 000 (Космическая фотосъемка..., 1975) можно увидеть водотоки различных порядков, начиная с 3-го, хотя, казалось бы, вследствие генерализации для этих масштабов «нормой» отображения должен быть, скорее, 5-й порядок.

Выявление причин различной степени генерализации порядковости гидросети на космоснимках проводилось на сравнении таких участков, как западная часть Тувы, бассейны верховьев Абакана на Алтае, Тубы в Южно-Минусинской впадине, верховьев Кизира и Казыра в Восточном Саяне, Васюганское плато и Сибирские Увалы Западно-Сибирской низменности, бассейн Ангары и плато Путорана в Средне-Сибирском плоскогорье.

Одинаковая порядковость отображенных на космоснимках водотоков установлена для разных по многим характеристикам участков. Это — **второй этап дешифрирования** (см. таблицу). Например, для Васюганского плато и плато Путорана характерен 3-й порядок, хотя

Географо-геологические характеристики исследуемых участков *

Местоположение	Порядок водотоков, вытекающих из впадины	Широтная зональность, град.	Коэф. осадков (год/мг) и модуль стока	Зона растительности, преобладающая порода леса	Абс. отметки водотоков и междуречий, м	Возраст и литология размываемых пород
<i>Алтае-Саянская область</i>						
Западная часть Тувинской впадины	5	50—51	100—200	Степная. Безлесье	1190; 3500	Силурийские сланцы и песчаники
Бассейн верховьев Абакана	4	51—52	1200	Горная тундра. Редколесье. Кедр	1130; 2500	Протерозойские терригенно-карбонатные породы
Восточная часть Южно-Минусинской впадины	7	54	400; 2—4	Степная. Безлесье	230—290; 400—600	Девонские песчаники и известняки
Верховье Кизира	4	54	700	Горная тундра. Редколесье. Кедр	1100; 2300	Протерозойские терригенно-карбонатные породы
<i>Западно-Сибирская низменность</i>						
Васюганское плато	3	57—58	500; 4—6	Темнохвойная тайга. Сосна, береза	60—80; 90—100	Палеогеновые глинистые отложения
Сибирские увалы	4	62—65	400; 8	Темнохвойная тайга. Сосна, лиственница	100—150	То же
<i>Восточно-Сибирское плоскогорье</i>						
Бассейн р. Ангара	5	57—58	300—400	Тайга. Сосна, береза	310—350; 500—500	Палеозойские осадочные породы, интрузивные граниты
Плато Путорана	3	65	500—700; 15	Горная тундра. Редколесье. Лиственница	500; 1100	Триасовые лавы, туфы, траппы

* Разрешающая способность телевизионных космических снимков 1,5—1,8 км. Масштабы 1:6 000 000 и 1:9 000 000.

по географическим, геологическим и гидрологическим параметрам они не сходны: разная широтная зональность, предопределяющая облик растительного покрова (в одном случае — это темнохвойная тайга, в другом — горная тундра с лиственницей); сильно различная вертикальная расчлененность рельефа; неодинаковое количество осадков, резко различные модули стока; различная устойчивость пород, дренируемых реками (континентальные глинистые палеогеновые отложения, распространенные на одном участке, не сравнимы в этом отношении с триасовыми лавами и траппами, характерными для другого участка (Атлас..., 1969)). Еще одним примером подобной генерализации (до 4-го порядка) водотоков на космоснимках могут служить бассейн Абакана на Алтае и бассейны рек, дренирующих Сибирские Увалы на Западно-Сибирской низменности.

В других случаях наблюдается обратная картина. Участки с близкими геолого-географическими параметрами на просматриваемых снимках характеризуются отображением различной порядковости гидросети. Это относится к бассейну Тубы в Южно-Минусинской впадине (7-й порядок) и западной части Тувы (5-й); Васюганскому плато (3-й), Сибирским Увалам (4-й) и бассейну среднего течения Ангары (5-й).

Интерпретацией (**третий этап дешифрирования**) этих «аномалий» в отображении гидросети, хотя она и представляется неоднозначной, вероятнее всего следует искать в характере динамики рельефа. Действительно, по характеру современной динамики плато Путорана и Васюганское могут быть близкими. Оба эти участка испытывают неотектоническое поднятие сходного режима (Николаев, 1962; Атлас..., 1969). Величина вертикального расчленения их рельефа неодинакова. В то же время протяженность водотоков низких порядков сходна: на плато Путорана 3-й порядок имеет длину до 8 км, а на Васюганском — до 10 км. Следовательно, эти участки по горизонтальному расчленению в пределах гидросети низкого порядка очень близки. На плато Путорана гидросеть, имея больший (в 2,5—3 раза) модуль стока, чем на Васюганье, размывает более устойчивые породы. Вероятно, подобным сочетанием — большая водность и устойчивость пород, с одной стороны, и меньшая водность, но малоустойчивость пород — с другой, — достигается схожесть в горизонтальной расчлененности рельефа. Это явление, обусловленное, по-видимому, близким динамическим состоянием рельефа обоих участков, и дает одинаковый эффект на телевизионных космических снимках. Однако не исключено, что рассматриваемая «аномалия» в отображении гидросети Васюганского плато может быть объяснена и иначе, а именно: территория Васюганья принадлежит субмеридиональной зоне растяжения в фундаменте. На поверхности эта зона представлена системой многочисленных трещин (Макаров, Соловьева, 1976), по которой развивалась палеогидросеть и совпадающая с ней современная гидросеть, т. е. «аномалия» в отображении водотоков может быть и результатом длительного унаследованного развития гидросети в описываемом районе.

Еще одна «аномалия» характерна для Южно-Минусинской впадины — на снимках просматриваются водотоки лишь 7-го порядка. Причиной может служить малая обводненность участка, близкая к обводненности пустынных областей, о чем свидетельствует малый модуль стока. Существенную роль в этом играют и карстующиеся известняки, а также просадочные явления (глинистый карст) в рыхлых лессовидных породах, развитых в бассейне Тубы. Распространенная здесь подземная эрозия резко уменьшает видимый на телевизионных снимках объем водности.

Таким образом, природа генерализации гидросети на телекосмоснимках может быть связана либо с унаследованным характером ее, либо со свойствами размываемых пород, либо со сходным горизонталь-

ным расчленением. Но все эти свойства (субстрат, унаследованность гидросети и т. д.), в свою очередь, обуславливаются определенным динамическим состоянием рельефа.

Другой вопрос, возникший при просмотре телевизионных космических снимков, касается отчетливого отображения одних участков крупных рек (высокого порядка) и совершенного отсутствия на них же других. К первым относятся отрезок Иртыша в районе г. Павлодара, Оби-Би и у г. Бийска, Ангары в ее широтном течении, Чулыма или более мелких рек, таких как Бурла, Кулунда, Барнаулка. Такое явление, вероятно, можно объяснить связью этих участков рек с глубинными структурами. Например, упомянутый отрезок Иртыша, совпадающий с расширением его русла, «подчеркивается» разрывным нарушением, установленным по сочленению разнохарактерных геофизических полей и по различию глубин залегания фундамента по гравимагнитным данным (Проводников, 1975). Кроме того, очень возможно, что этот аномальный участок Иртыша отражает субмеридиональную зону растяжения в фундаменте, которую прослеживают от Гиндукуша через Памир, Тянь-Шань, западную оконечность (тоже расширенную) оз. Балхаш и предположительно продолжают через Бол. Юган к Обской Губе (Макаров, Соловьева, 1976).

Хорошо видимые на снимках элементы речной сети образуют четкую решетку из двух пересекающихся направлений — северо-западного и юго-восточного, характерных для современного орографического плана Алтае-Саянской области, в большинстве случаев совпадающих с древними тектоническими структурами. Из этого можно, по-видимому, сделать вывод о единой геотектонической сетке для территории, к которой принадлежит исследуемая современная речная сеть.

Значительно труднее найти объяснение таким случаям, когда участки крупных рек не видны на телевизионных космоснимках. Например, не просматривается Енисей на протяжении от Красноярска до устья Кана. Невозможно рассмотреть русла рек, берущих начало в Восточном Саяне (Уда, Ока и др.), при выходе их из горной области. Можно думать, что здесь мы сталкиваемся с влиянием антропогенных нагрузок на природную среду.

Еще одна замеченная на телевизионных космических снимках особенность генерализованной речной сети — это полукольцевой, дугообразный и S-образный ее рисунки в плане на отдельных участках. Они характерны для р. Хамсара в Тоджинской впадине, для Оки в пределах Окинского плато Восточного Саяна, сети рек южнее Байкала, для Уды в ее верхнем течении и других мест. Исследование природы генерализованного дугообразного рисунка гидросети для каждого из указанных случаев — предмет самостоятельной статьи. Здесь же заметим только, что если обратиться к особенностям древних тектонических структур Алтае-Саянской области, то, по-видимому, логично увязать его с дугообразным же характером верхнепротерозойских и нижнепалеозойских структур. Отсюда следует вывод об унаследованности элементов речной сети, составляющих эти дуги. Кроме того, образование такого рисунка гидросети может быть связано также с наличием реликтов кольцевых структур, так как концы дуг или полукольца иногда «срезаются» линеamentами, являющимися контурами разломов. Участки с такими структурами на рассматриваемой территории характеризуются сходным геологическим строением, в них распространены интрузивы гранитоидов различного возраста или вулканогенные массивы. С наличием именно этих образований связывается генезис большого числа описанных в литературе кольцевых структур различных областей Земли (Космическая фотосъемка..., 1975). S-образный рисунок речной сети Окинского плато, вероятно, оконтуривает сдвиговую структуру, аналогичную Забайкальским (Шульц, 1976).

Таким образом, на телевизионных космических снимках территории Сибири наблюдается неодинаковая генерализация порядков водотоков, начиная с 3-го, различны в отображении отдельные крупные речки рек; отдельные элементы гидросети разных бассейнов характеризуются кольцевым, полукольцевым и S-образным рисунками. Несмотря на то, что интерпретация телекосмоснимков в настоящее время затруднена из-за неполноты знаний о факторах, формирующих фототон и фактуру снимков, они вследствие своей главной особенности — генерализованного отображения — должны использоваться наряду с другими материалами дистанционной съемки при изучении динамического состояния рельефа, выявлении площадей с аномальными антропогенными нагрузками на рельеф, а также в других общих и специальных геологических исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас СССР. М., ГУГК Мин-ва геологии и охраны недр СССР, 1969.
- Виноградова А. И. Общие принципы дешифрирования аэроснимков при геолого-географических исследованиях. — В кн.: Комплексное дешифрирование аэроснимков. М.—Л., «Наука», 1964.
- Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И. Методика совместного использования разномасштабных космических снимков и аэроснимков при геологических исследованиях. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 2. М., 1974.
- Дучков А. Д., Миляева Л. С. Аномалия теплового потока в Восточном Саяне. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 7.
- Космическая фотосъемка и геологические исследования. Л., «Недра», 1975.
- Макаров В. И., Соловьева Л. И. Перекрестный структурный план земной коры и проблема проявления ее глубинных элементов на поверхности (на примере Тянь-Шаня и Туранской плиты). — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 5. М., 1976.
- Николаев В. А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Новосибирск, 1962.
- Николаевская Е. М. Возможности использования космических снимков для составления карт горизонтального расчленения рельефа. — «Геоморфология», 1976, № 4.
- Проводников Л. Я. Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Райзер П. Я. Опыт приложения теории познания и логики к дешифрированию аэроснимков. — В кн.: Комплексное дешифрирование аэроснимков. М.—Л., «Наука», 1964.
- Сергеев Е. М. Рациональное использование геологической среды. — «Природа», 1977, № 1.
- Шульц С. С. (мл.) Системы левых и правых сдвигов Евразии на космических снимках. — В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 5. М., 1976.

Н. А. Корина

ПЛИОЦЕН-РАННЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПОГРЕБЕННЫЙ ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Познание закономерностей строения речных долин как районов гидротехнических и промышленного строительства в последние годы в связи с интенсивным развитием хозяйства Северной Монголии приобретает особое значение. Особенно важным представляется в этом плане выявление системы долин погребенного эрозионного рельефа — погребенных врезов в пределах крупных речных долин и погребенной долинно-балочной сети межгорных впадин и междуречий. Подобные формы достаточно широко распространены в бассейне Селенги, расположенном на территории Северной Монголии.

Для изучения древнейших этапов развития долин Северной Монголии нами был привлечен палеомагнитный метод, что позволило уточ-

нить возраст долин и детализировать историю их развития в доплейстоценовое время (Корина и др., 1974).

Погребенный эрозионный рельеф в бассейне Селенги представлен погребенными врезами трех генераций: ранне-среднеплиоценовыми («добазальтовые» врезы), средне-позднеплиоценовыми («докрасноцветные» врезы) и плиоцен-раннеплейстоценовыми(?).

Древнейшая фаза врезания Селенги и ее притоков выявляется по известным реликтовым образованиям в долинах — долинным базальтам и «подбазальтовому» аллювию, датированным на основании палеомагнитных исследований и геоморфологических данных. Излияния базальтов происходили в несколько этапов, последний закончился не позднее 3,3 млн. лет назад (конец эпохи обратной полярности Гильберта).

Детальное изучение базальтов в пяти ключевых участках в долинах Селенги, Хануй-гола и Чулутын-гола позволило выделить три генерации плиоценовых базальтов. По соотношению их с плиоценовыми красноцветными отложениями определяется возраст наиболее молодой. В нижнем течении Хануй-гола эти базальты перекрываются красноцветными отложениями. Положение верхнего горизонта их в палеомагнитной шкале определено как граница эпох Гаусса — Матуяма (Зажигин и др., 1973). По-видимому, базальты низовой Хануй-гола как обратномагнитные должны быть отнесены к эпохе Гильберта (или к более древней эпохе обратной полярности). Соответственно базальты более древних генераций могут быть отнесены к предшествующим эпохам обратной полярности, т. е. они должны иметь возраст более 4,5 млн. лет.

Долинные базальты среднего Орхона изучались Е. В. Девяткиным и другими (1973) и отнесены ими к эпохе Матуяма.

Базальты древнейших генераций заполняют древние долины с глубиной вреза большей или примерно равной современной и местами погребают прослой древнего аллювия, что дает право говорить о значительной древности долин бассейна Селенги и относить их заложение ко времени более удаленному, чем 3,3 млн. лет (при датировке К — Аг методом возраст долинных базальтов может оказаться значительно удвоенным).

Древнейшие врезы этой генерации, названной нами «добазальтовой», изучены в долинах Селенги, Чулутын-гола и Хануй-гола, где распространены доплейстоценовые долинные базальты. О значении этого этапа для развития долин всей Северной Монголии судить трудно.

Чрезвычайно важную роль в формировании рельефа Северной Монголии сыграли вторая фаза врезания долин и образование глубоко расчлененного рельефа, который прослеживается по подошве красноцветных отложений плиоцена, — фаза возникновения «докрасноцветных» врезов. Благодаря широкому распространению плиоценовых красноцветных отложений в долинах и впадинах Орхоно-Селенгинского среднегорья этот рельеф может быть хорошо прослежен. Эрозионные формы этой генерации отмечены в долине Хары в нижнем и среднем ее течении, в Мандальской впадине, на междуречье Орхон-Тола, во впадине Замар и обрамляющих ее хребтах (по данным П. И. Пастухова, В. И. Попова, Г. И. Хубульдикова и др., а также по материалам бурения Ленгипроводхоза). Глубина расчленения этого рельефа от 30—40 до 100 м.

Этот древний глубоко расчлененный рельеф контролирует распределение мощностей и фаций плиоценовых красноцветных отложений. Денудационные поверхности Замарской и Орхоно-Селенгинской впадин покрыты маломощным плащом (1—3, до 10—12 м) пролювиальных и пролювиально-делювиальных щебнисто-глинистых красноцветных отложений, которые в днищах мелких падей и долинах рек вскрыты сважинами на глубине до 100 м и имеют мощность до 25 м. Во всех слу-

чаях врез погребенных долин, заполненных красноцветными отложениями, превышает по размаху современный.

В области широкого распространения красноцветных отложений, служащих в данном случае геоморфологическим репером, удастся проследить погребенный рельеф «докрасноцветной» фазы, который почти полностью наследуется современным долинно-балочным расчленением.

Надо отметить, что погребенный эрозионный рельеф этой генерации особенно хорошо просматривается во впадинах, относительно стабильных в плиоцен-плейстоцене, и при слабой тенденции к поднятию.

Красноцветные отложения Северной Монголии охарактеризованы богатой фауной крупных млекопитающих и грызунов (разрезы Шамар, Бурал-Обо на Орхоне), проведено их палеомагнитное изучение (Зажигин и др., 1973; Десяткин, Зажигин, 1974).

Комплексное применение фаунистического и палеомагнитного методов позволило определить положение в палеомагнитной шкале и возраст верхнего горизонта красноцветов, который соответствует границе эпох Гаусса-Матюяма (2,4 млн. лет). Тем самым устанавливается верхний возрастной предел образования «докрасноцветных» врезов.

Формирование этого рельефа обусловлено активизацией тектонических движений в конце раннего плиоцена — среднем плиоцене, связанной с оживлением тектонической деятельности Байкальской рифтовой зоны и углублением впадины Байкала (Флоренсов, 1960; Логачев, 1971).

О глубоко эрозионном расчленении соседней территории Западного Забайкалья в середине плиоцена и заполнении образовавшихся врезов красноцветными отложениями писали Н. А. Логачев (1971) и Э. И. Равский (1972).

Погребенный эрозионный рельеф третьей, самой молодой, генерации, возраст которой условно определяется как плиоцен-раннеплейстоценовый, прослеживается по материалам бурения в долине Селенги и ее притоков в Орхоно-Селенгинской впадине и в нижнем течении р. Хары. Глубина расчленения рельефа 50—80 м.

В северной и западной частях Орхоно-Селенгинской впадины по материалам бурения и электроразведки Ленгипроводхоза выявляются несколько погребенных долин со значительной глубиной вреза. Одна из них проходит восточнее Цаган-Нурийн-сомона. Мощность песчано-щебнисто-галечных отложений, заполняющих ее, 60 м, ширина — около 1 км. Вторая погребенная долина обнаружена севернее Цаган-Нурийн-сомона. Мощность аллювия от 35 до 85 м. Глубоко врезанная погребенная долина располагается у западного замыкания впадины. Глубина ее 85 м. Еще одна погребенная долина выявлена у бывшего монастыря Тьрка, где ее наследует современная р. Тьргин-гол. Эта долина имеет глубину 60 м, заполнена щебнисто-галечными отложениями с песчаным и супесчаным заполнителем. Ширина ее около 4 км.

Эти древние долины с глубиной вреза порядка 50—80 м, видимо, привязаны к погребенному врезу долины Селенги, вскрытому скважинами выше Дзун-Бурина, близ впадения р. Цаган-гол, и имеют тот же возраст. Заполняющие эти врезы отложения сопоставляют с погребенными аллювиальными галечниками долины Селенги в пределах СССР. Возраст последних точно не определен, но признается большинством исследователей древним, эоплейстоценовым или плиоцен-эоплейстоценовым (Флоренсов, 1960; Лаврентьев, 1966; и др.).

Погребенные эрозионные формы Северной Монголии образовались во время наибольшей тектонической активности в плиоцен-плейстоцене. Последующее развитие долин в среднеплейстоценовое, а возможно, уже и в позднеплейстоценовое время связано с качественно новой стадией — перигляциальной аккумуляции мощных песчаных толщ (аналогов кривоярской свиты Забайкалья) в условиях относительной тектонической стабильности.

Несмотря на то, что возраст охарактеризованных выше трех генераций погребенного рельефа пока еще не может быть определен достаточно точно, очень важно прослеживание подобного погребенного рельефа, пользующегося чрезвычайно широким развитием и обладающего достаточно большим вертикальным размахом. При хозяйственном освоении Орхоно-Селенгинского среднегорья необходимо учитывать наличие системы разновозрастных погребенных долин. Следует подчеркнуть, что погребенные «докрасноцветные» врезы имеют разветвленную сеть древних долин и балок, прорезающих не только долины и днища впадин, но и склоны обрамляющих их среднегорных хребтов. Существование древнего погребенного эрозионного рельефа должно учитываться при освоении не только долин крупных рек и межгорных впадин, но и междуречных пространств Северной Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Д. Б., Антощенко-Оленев И. В. Селенгинское среднегорье и Дзидилжкий горный район.— В кн.: Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М., «Наука», 1974.
- Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциация вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое значение. М., «Наука», 1973.
- Девяткин Е. В., Зажигин В. С. Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны млекопитающих Северной Монголии.— В кн.: Фауна и биостратиграфия континентального мезозоя и кайнозоя Монголии. М., «Наука», 1974.
- Зажигин В. С., Корина Н. А., Певзнер М. А. Палеомагнитные исследования эоплейстоценовых отложений Северной Монголии.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. III. Баку, 1973.
- Корина Н. А., Певзнер М. А., Чичагов В. П. Применение палеомагнитного метода при исследовании истории долин Северной Монголии.— «Геоморфология», 1974, № 4.
- Лаврентьев А. И. К вопросу о возрасте долины Нижней Селенги.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 12.
- Логачев Н. А. Некоторые черты истории развития рельефа Прибайкалья и Забайкалья.— В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, 1971.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Л. Н. Былинская

О ТЕРРАСАХ ДОЛИНЫ ЧОНКЕМИНА И ОЛЕДЕНЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В литературе (Григоренко, 1966; Кудряков, 1962; Максимов, Охотников, 1963; Качаганов, 1971) неоднократно упоминалась долина Чонкемина в связи с разработкой стратиграфии четвертичных отложений и историей оледенений Северного Тянь-Шаня. Наиболее детальными геоморфологические работы здесь были проведены Ш. Качагановым (1971), который взял за основу схему четвертичных отложений П. Г. Григоренко, привязал к ней террасы Чонкемина, проследил соотношение террас и ледниковых отложений и на этом основании определил возраст оледенений. Однако Ш. Качаганов не поясняет принцип выделения террас и, как нам представляется, допускает ошибки при прослеживании террас вдоль долины, принимая одну и ту же террасу за две разных и, наоборот, две разновозрастные — за одну. В связи с этим возникает сомнение и в отношении того, как он увязывает речные террасы с оледенениями. Мы предлагаем иную схему их соотношений.

Общая характеристика долины Чонкемина. Р. Чонкемин берет на-

чало в ледниках Кемино-Чиликского горного узла и течет на запад на протяжении 120 км в продольной долине, разделяющей хребты Кунгей и Заилийский Алатау. Ее верховья расположены на высоте 3500 м, устье — на высоте 1300 м. Средний уклон составляет 0,018. В структурном отношении долина Чонкемина представляет собой грабен, сформировавшийся одновременно с ростом хребтов Кунгей- и Заилийский Алатау на месте «оживших» в неогене разрывов каледонского возраста (Крестников, 1957; Горячев, 1959). В современную эпоху грабен продолжает оставаться активной структурой, что подтверждается приуроченностью к нему большого числа эпицентров землетрясений (землетрясения 1911 и 1938 гг. были катастрофическими).

В долине Чонкемина выделяются четыре морфологически различных участка (см. таблицу): Копчегайское ущелье (1), Новороссийская впадина (2), участок между реками Чимбулак и Каскелен (3) и участок выше р. Каскелен (4). Для удобства изложения строение долины рассмотрим снизу вверх.

Копчегайское ущелье расположено перед впадением Чонкемина в р. Чу. Длина ущелья 8 км, ширина 500—700 м на входе и выходе из него и 100 м в средней части. Чонкемин протекает по ущелью, образуя врезанные меандры. Наблюдаются четыре террасы: две низких на дне (I и II) и две высоких на бортах ущелья (III—IV).

За восточным окончанием Копчегайского ущелья горы раздвигаются, открывается Новороссийская впадина. Долина Чонкемина приобретает вид плоской равнины, вытянутой вверх по реке на 20 км и достигающей ширины 7 км. Днище долины занято комплексом низких аккумулятивных террас. На склонах развита IV терраса.

На участке Чимбулак — Каскелен долина Чонкемина вновь сужается, ее ширина выше руч. Четынды 0,5—1 км. Долина типично эрозионная, асимметричная. Левый склон крутой, коренной. Террасы развиты в основном по ее правому борту. Река имеет извилистое русло, обтекает выступы склонов, вдающиеся в долину попеременно с той и другой стороны. Превышение прилегающих водораздельных пространств над Чонкемином составляет 1300—1900 м.

Морфологическая характеристика долины р. Чонкемин

Террасовый комплекс	Возраст	Терраса	Ущелье Копчегай (1), м	Новороссийская впадина (2), м	Участок Чимбулак—Каскелен (3), м	Участок выше р. Каскелен (4)	
						Каскелен—Джиндысу (4а), м	Выше Джиндысу (4б), м
I	● ₄	Пойма	—	—	—	—	—
		I	10	6—13	1—13	—	7—25
	● ₃ ² ● ₃ ¹	II	15—19	16—26	—	20—44	22—46
II	● ₂ ²	III	32—44	—	55—68	—	53—55
		IV	95—115	78—108	110—120	95	93—100
	Q ₂ Q ₂ ¹	V	—	—	145—165	—	145—160
III	● ₁	VI	—	—	200—240	—	180—230
		VII	—	—	—	—	300—400

Участок от руч. Каскелена до истоков Чонкемина самый протяженный. Долина здесь снова расширяется главным образом в связи с деятельностью ледника. В пределах этого участка можно выделить два более мелких. Выше руч. Каскелена р. Чонкемин пересекает внутригорную впадину, протягивающуюся до руч. Джай и заполненную флювиогляциально-пролювиальными отложениями. Чонкемин врезан в ее поверхность на 60—65 м. Выше р. Джиндысу долина Чонкемина имеет троговый характер. Ее ширина здесь около 2 км. Полный комплекс террас развит лишь по правому борту. Появляются высокие (300—400 м) террасовидные площадки, несущие следы обработки ледником. По боковым притокам в долину Чонкемина спускаются морены различного облика — от задернованных с холмисто-западным рельефом (более древних) до глыбово-обломочных (современных). Выше р. Сев. Чолпон-Ата склоны долины сглажены ледником. Выше руч. Зап. Аксу русло Чонкемина погребено под современными моренами, спускающимися из боковых троговых долин.

Террасы: их строение и распространение. Несмотря на различную морфологию выделенных в долине участков, однообразные террасы Чонкемина характеризуются однотипным строением на всем их протяжении. Выделяются террасы, занимающие днище долины, и террасы, приуроченные к склонам (см. таблицу). Первые мы относим к низким (I комплекс), вторые подразделяем на два комплекса: средние (II) и высокие террасы (III). К I комплексу относится пойма I и II террасы. Пойма имеет ограниченное развитие и сложена валунно-галечными отложениями. Отличительные черты низких террас — приуроченность к днищу долины, плоские поверхности и специфичный аллювий. Основная толща аллювия обеих террас представлена хорошо промытыми серыми валунно-галечными отложениями с незначительной примесью глинистой фракции. В верховьях долины, где низкие террасы узкой полосой протягиваются вдоль коренного склона и вложены в подрезанные древние конусы выноса, в его составе присутствуют валуны до 0,8 м в диаметре, неокатанные обломки и значительная примесь суглинистого материала.

К второму комплексу мы относим III, IV и V террасы с относительно высокими в среднем 50—60, 100 и 150 м, занимающие нижние части склонов долины. Отличительные особенности их — мореноподобный состав аллювия, неровный, измененный последующими процессами рельеф поверхности: площадки террас перекрыты делювиальными шлейфами и полого повышаются от бровки к тыловым швам иногда начаненным мелкоземистым заполнителем. В составе крупных валунов до 2—3 м в диаметре преимущественно гранитного состава.

Аллювий, слагающий террасы, не меняется вдоль долины, представлен плохо сортированным валунно-обломочным материалом с опесчаненным мелкоземистым заполнителем. В составе крупных валунов (от 1 до 4 м в диаметре) преобладают светло-серые и розовые граниты, среди мелких валунов и гальки встречаются темноцветные основные породы и кварц. Некоторые гранитные валуны выветрелые и местами превращены в дресву. Валунные отложения перекрыты лессовидными суглинками различной мощности. На первый взгляд валунная толща неслоиста. Но там, где она прорезается искусственными выемками (дорога близ оз. Джашильколь), в валунно-галечных отложениях отмечаются песчано-щебнистые прослои, линзы белесого пылеватого алеврита и тонко- и средне-зернистого песка.

В IV террасе на левом берегу Чонкемина ниже р. Джиндысу наблюдается слабая сортировка отложений. Чередуются горизонтальные полосы — валунно-обломочного материала, погруженного в опесчаненный серовато-коричневый суглинок, с дресвой и щебнем, с суглинистым заполнителем, и галечно-гравийных отложений с суглинистым заполнителем. Подобный характер отложений соответствует представлению о

горном аллювии (Шанцер, 1951). Мощность валунной толщи изменяется вдоль долины. В верховьях (несколько выше устья р. Джиндысу) на правом берегу Чонкемина развиты все три террасы этого комплекса с высотой верхней террасы 145—150 м. Они аккумулятивные, валунные отложения уходят под урез реки, и следовательно, мощность толщ не менее 155 м. В среднем течении (на участке рек Четынды и Ташкыя) развита только IV 100-метровая терраса. Валунная толща, слагающая ее, лежит на коренных породах с неровной поверхностью. Здесь мощность толщ менее 100 м. В низовьях (между реками Чимбулак и Кашкасу) мощность валунных отложений превышает 150 м. Значительная мощность валунной толщ, плохая отмытость валунно-галечных отложений, наличие валунов на поверхности и склонах террас позволяют связать формирование долины с древним оледенением. По-видимому, флювиогляциальный материал поступал не только с верховьев, но и из боковых долин, имеющих троговый характер, днища которых в настоящее время заполнены моренами последнего оледенения. Однообразие толщ и преобладание в ней гранитных валунов неудивительно, поскольку на обоих бортах Чонкемина и особенно в Заилийском Алатау широко развиты гранитные интрузии.

К III комплексу мы относим высокие эрозионные террасы, развитые в основном в верхнем течении Чонкемина, выше р. Джиндысу. Выделяются две террасы: VI с диапазоном высот 180—280 м и VII с высотами 300—400 м. Они протягиваются по правому борту почти непрерывной полосой до р. Тарачибулак. Террасы представляют собой выровненные наклоненные к реке площадки, выработанные в коренных породах. Местами уступы их имеют перегибы. Ниже р. Коколубулак террасы выработаны в сланцах Pt₃, выше — в кристаллических известняках и диабазов ордовика. Уступ VI террасы и в тех и других породах сложен; VII терраса, выработанная в сланцах, имеет сглаженный уступ, а выработанная в твердых породах — скалистый, задранный вверх. Терраса VII носит следы обработки ледником: на ее поверхности присутствуют валуны и глыбы гранитов размером до 3 м, имеются блюдцеобразные понижения. Там, где развиты твердые кристаллические породы, на поверхности террасы наблюдаются два ряда скалистых уступов, тыловая часть которых слагается и даже прогнута. Скалистые уступы обращены к реке. Такое расположение уступов-ригелей свидетельствует о том, что ледник двигался поперек долины Чонкемина, по-видимому, из боковых притоков. Свежесть следов ледниковой обработки говорит в пользу предположения, что описываемые поверхности — не плечи древних трогов, а террасы Чонкемина, обработанные последним ледником.

Распространение террас по долине и их относительные высоты приведены в таблице. Из нее следует, что I терраса протягивается почти по всей долине от устья до истоков. Ее относительная высота составляет в среднем 6—7 м, однако в связи с дифференцированными тектоническими движениями имеет экстремальные значения от 1 до 25 м. Наибольшие деформации I терраса испытывает в верховьях Чонкемина (участок 4б). Здесь она протягивается непрерывной полосой от устья р. Тортунчукюсу до истоков Чонкемина, а ее относительная высота в том же направлении увеличивается от 9 до 25 м. Выше р. Туюкаматы I терраса расщепляется на несколько уровней, причем количество их увеличивается в направлении к истоку. В отличие от Ш. Качаганова (1971) мы считаем 25-метровый уровень I террасой, а не II, так как непрерывно вверх от руч. Тортунчукюсу наблюдается увеличение высоты ее и количества скульптурных ступеней на склоне. Терраса II выклинилась ниже по течению, около р. Коколубулак.

Она распространена в нижнем и верхнем течении Чонкемина и отсутствует в пределах эрозионного участка 3. В Копчегайском ущелье

цокольная, имеет относительную высоту 15—19 м и прерывистое распространение. В Новороссийской впадине II терраса занимает основную часть днища, именно на ней размещены все населенные пункты. Ее относительная высота постепенно повышается с запада к восточному ограничению Новороссийской впадины от 16 до 25 м. В верхнем течении Чонкемина на участке 4 относительная высота террасы составляет 20 м, повышаясь в сторону истоков до 46 м. В районе р. Коклубулак поверхность ее переходит в морену позднеплейстоценового оледенения и выше по реке не встречается. Ш. Качаганов считает эту террасу III и пишет, что ее относительная высота составляет 100 м в Копчегайском ущелье, 20 м в Новороссийской впадине, 44 м ниже р. Джиндысу и 20 м в истоках Чонкемина. Мы считаем это мнение ошибочным. В Копчегайском ущелье четко выражены четыре террасы с относительными высотами 10, 15—19, 32—44 и 95—115 м. Те же террасы, кроме III, с близкими относительными высотами присутствуют и в Новороссийской впадине с той лишь разницей, что в Копчегайском ущелье они цокольные, а в Новороссийской — аккумулятивные. Ниже р. Джиндысу II терраса действительно имеет высоту 44 м, но в истоках, как уже отмечалось, 20-метровая терраса является I, а не II.

Терраса III характеризуется крайне ограниченным распространением. Кроме Копчегайского ущелья, где она занимает излучины врезанных меандр, встречена только в трех местах: ниже р. Четынды, между реками Ташкыя и Каскелен и выше р. Джиндысу. Ее относительная высота в среднем 50—60 м. Чаще всего она выработана в отложениях IV террасы и, по-видимому, является скульптурной.

Из террас II комплекса наиболее развита IV терраса. Она прослеживается вдоль всей долины и имеет относительную высоту в среднем 100 м. Выклинивается около устья р. Коклубулак, там же, где II терраса I комплекса.

Террасы III комплекса (VI и VII), как уже отмечалось, развиты главным образом в верхнем течении Чонкемина. Однако обрывки VI террасы встречаются на участке 3 — близ р. Каскелен и ниже р. Четынды.

Связь террас с ледниковыми отложениями. Непосредственный переход речных отложений в ледниковые наблюдается только у террас I комплекса. Поверхность I террасы (высотой 25 м) около устья р. Зап. Аксу на высоте 3060 м переходит в задернованный моренный вал, перекрытый современной глыбово-обломочной мореной, спускающейся со склонов Кунгей- и Зайлийского Алатау. Это молодая морена голоценового возраста. Переход II террасы в позднеплейстоценовую холмисто-западинную морену мы наблюдали в двух местах, около устья р. Коклубулак на высоте 2640 м и ниже р. Джиндысу на высоте 2440 м. Конечные морены, соответствующие террасам II комплекса, в долине не обнаружены, что, вероятно, связано с их уничтожением позднеплейстоценовым ледником, двигавшимся тем же путем. Но на водоразделах и в верховьях боковых притоков имеется более древняя, чем позднеплейстоценовая, морена. По данным Ш. Качаганова (1971), на Айтымбетских сыртах, в верховьях р. Колькогур, на междуречье Орто-Каннды — Чимбулак и в других местах наблюдается морена раннеплейстоценового возраста. Ту же морену К. В. Курдюков (1962) считает среднеплейстоценовой. Мы наблюдали ее в районе горы Айтымбет и в верховьях р. Колькогур (урочище Культор) и присоединяемся к мнению о ее среднеплейстоценовом возрасте. Пониженное пространство между Передовым и Главным хребтами Кунгей-Алатау и северный склон Главного хребта в районе горы Айтымбет покрыты сглаженной задернованной мореной. На нее налегает позднеплейстоценовая морена с хорошо сохранившимся холмисто-западным рельефом. В урочище Культор холмисто-западная позднеплейстоценовая морена вложена

в морену со сглаженным рельефом, аналогичную морене на Айттымбетских сыртах. На этом основании мы считаем морену со сглаженным рельефом среднеплейстоценовой. На северном склоне Главного хребта она расчленена на увалы, в понижениях между которыми лежит позднелайстоценовая морена с холмисто-западным рельефом.

Позднеплейстоценовая морена заполняет долину Джиндысу и состоит из ряда стадияльных конечно-моренных гряд, выше которых находятся понижения, местами еще занятые озерами. На задернованной поверхности ее наблюдается большое количество неокатанных обломков и глыб коренных пород. Там, где долина Джиндысу открывается в долину Чонкемина, морена образует широкую лопасть с холмисто-западным рельефом. Она сопрягается с II террасой Чонкемина следующим образом. Ниже р. Джиндысу по левому берегу Чонкемина протягивается терраса, имеющая очень плоскую поверхность и сложенная неокатанным обломочным материалом, в основном черными сланцами и эффузивными породами, которые слагают на этом участке правый склон долины, в пределах которого произошел обвал. Ниша срыва хорошо видна напротив р. Джиндысу. Терраса прислонена к обвалу и протягивается от него вниз по течению вдоль левого борта Чонкемина. У края обвала она имеет высоту 50 м, вниз по течению на расстоянии менее 1 км ее высота снижается до 20 м. Снижение происходит ступенями, пересекающими террасу почти перпендикулярно руслу. Кроме 50-метровой выделяются ступени 44-, 32-, 26 и 20-метровые. Такое расположение ступеней (поперек террасы) можно объяснить тем, что терраса формировалась после обвала (она и сложена материалом обвалившихся масс) и русло размывало обвал, делая, подобно современному руслу, коленообразные изгибы. Все террасовые ступени сложены одним и тем же материалом, характер которого свидетельствует о его перемычке рекой: наблюдается горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием мелких, средних и крупных обломков. Все террасовые ступени прилегают к одной и той же 95-метровой террасе. Мы считаем ее II, учитывая положение в днище долины, относительную высоту, ровный рельеф поверхности и приращение к террасе II комплекса. Терраса сопрягается с Джиндысуйской мореной. Поверхность ее у тылового шва переходит в невысокий (1,2—2,0 м) вал, ограничивающий с севера воронкообразное понижение в Джиндысуйской морене, которое служит ледниковым котлом, образовавшимся в результате таяния небольшой погребенной глыбы льда и оседания вследствие этого покрывающих ее наносов. Ледник, двигавшийся по долине Джиндысу, попав в долину Чонкемина, в результате растекания и уменьшения мощности оторвался от основной части и стал неподвижным, что создало условия для формирования холмисто-западного рельефа.

III. Качаганов увязывает Джиндысуйскую морену с 95-метровой IV террасой Чонкемина, к которой приращивается описанная выше II терраса, и поэтому считает ее среднеплейстоценовой. По нашему мнению, Джиндысуйская морена вложена в IV террасу и потому моложе ее. Еще более четкий переход II террасы в позднелайстоценовую морену наблюдается около устья р. Коколубулак. Морена выходит из долины р. Алматы и заполняет днище долины Чонкемина на расстоянии 3,8 км вниз от устья Алматы. Вместе с остатками боковых морен на левом берегу Чонкемина ниже р. Чонкойсу и моренным валом выше Чонкойсу она является конечно-моренным валом позднелайстоценового ледника. Поверхность его ниже Коколубулака сливается с поверхностью II террасы, имеющей здесь высоту 44—46 м. Выше по долине II терраса не встречается. Выше Алматы в долине Чонкемина описанной позднелайстоценовой морене, по-видимому, соответствуют боковые морены, сохранившиеся у основания коренных склонов в виде приступок, к которым приращивается I терраса.

Таким образом, точных данных (палеонтологических и т. п.) о возрасте террас или оледенений в бассейне Чонкемина мы не имеем. Составленную схему террас можно датировать, опираясь лишь на общепринятые стратиграфические схемы Тянь-Шаня.

В долине Чонкемина выделены три комплекса террас, характеризующиеся определенными чертами, не позволяющими ошибиться в их опознании и отражающими этапы развития долины.

Высокие террасы (VI и VII) III комплекса сформировались как террасы врезания в результате тектонического поднятия территории в раннем плейстоцене. Морены этого возраста в бассейне Чонкемина не обнаружены. Следы ледниковой обработки на поверхности VII террасы, принимаемые рядом исследователей за доказательство того, что это — плечи трогов, по нашему мнению, слишком свежи для раннеплейстоценового оледенения. Можно предположить, что высокие террасы обработаны ледниками боковых притоков последнего оледенения.

Террасы II комплекса (III, IV и V) увязываются со среднеплейстоценовым оледенением. Террасы IV и V соответствуют двум фазам среднеплейстоценового оледенения (Разрез новейших отложений..., 1971). Терраса III, судя по ее крайне ограниченному распространению, является скульптурной и могла быть сформирована в начале позднего плейстоцена.

Террасы I комплекса следует увязывать с позднеплейстоценовым оледенением. При этом I терраса соответствует конечной морене, сформировавшейся при отступании позднеплейстоценового ледника, по-видимому, уже в голоцене.

ЛИТЕРАТУРА

- Горячев А. В. Мезозойско-кайнозойская структура, история тектонического развития и сейсмичность района озера Иссык-Куль. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Григоренко П. Г. Основы геологии четвертичных (антропогенных) отложений и связанные с ними подземные воды артезианских бассейнов Киргизского Тянь-Шаня. Фрунзе — Ташкент, 1966.
- Качаганов Ш. Древнее оледенение бассейна реки Чон-Кемин.— В кн.: Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1971.
- Крестников В. Н. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня.— «Бюл. Совета по сейсмогеологии». 1957, № 3.
- Курдюков К. В. Схема расчленения четвертичных (антропогенных) отложений Северной Киргизии.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 142, № 1.
- Максимов Е. В., Охотников В. Р. К вопросу о числе древних оледенений в Киргизском и Кунгей Алатау.— «Докл. АН СССР», 1963, т. 152, № 4.
- Разрез новейших отложений Иссык-Кульской впадины. Под ред. К. К. Маркова. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1951.

А. С. Шевчик

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И МОРФОМЕТРИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА НОВОСИБИРСКОГО ПРИОБЬЯ

В последние годы для успешного развития народного хозяйства развернулись широкие работы по исследованию рельефа и современных геоморфологических процессов в Новосибирской области. До настоящего времени эта территория ошибочно относилась только к зоне степного земледелия. Между тем правобережье Оби Новосибирской области принадлежит лесостепной зоне склонового земледелия, под-

верженной интенсивным эрозийным процессам. Районы Новосибирского Приобья играют большую роль в производстве сельскохозяйственной продукции, а потому систематическая борьба с водной эрозией почв здесь приобретает первостепенное значение.

Особенности климата Новосибирского Приобья: большое годовое количество осадков (около 500 мм), более 2/3 их в теплое время года, быстрое снеготаяние, частые ливни, сдувание снега с повышенных и мало облесенных форм рельефа в понижения — обуславливают широкое развитие враждей эрозии.

Прослеживается определенная зависимость между распространением и интенсивностью оврагообразования, с одной стороны, и расчлененностью отдельных районов Новосибирского Приобья и литологией слагающих пород — с другой. Чем меньше расчлененность и чем больше мощность лессовидных отложений, тем распространеннее овраги (Орлов, 1971). По данным этого же автора, в Новосибирском Приобье овраги занимают 0,52%. В наши дни успешное освоение природных ресурсов, проведение комплекса мелноративных мероприятий по борьбе с водной эрозией почв возможно только при детальном учете геоморфологических и морфометрических особенностей рельефа. В связи с этим нами были выполнены работы по созданию морфометрических карт (глубины, густоты расчленения рельефа и уклонов земной поверхности) на Новосибирское Приобье по топографическим картам.

Территория исследования охватывает 8 административных районов Новосибирской области: Болотинский, Мошковский, Тоугунский, часть Новосибирского, Искитимский, Маслянинский, Черепановский и Сузунский. Абсолютные отметки высот на большей части территории Новосибирского Приобья колеблются от 200 до 300 м. Основными рельефообразующими породами являются нижне-,среднечетвертичные лёссовидные отложения мощностью от 5 до 15 м.

История развития рельефа и морфологические данные позволяют отнести данный район к высокой структурно-геоморфологической поверхности Новосибирской области. Формирование рельефа Новосибирского Приобья тесно связано с неотектоническим этапом развития структур Кольвань-Томской складчатой зоны и Салаирского кряжа, что хорошо прослеживается на морфометрических картах. Основные положительные и отрицательные формы современного рельефа четко согласуются с плановым расположением ведущих структур палеозойского фундамента и унаследуют их господствующие простирания. Палеозойские отложения на значительной части территории выходят на дневную поверхность или залегают на незначительной глубине, только в северо-западной окраине Кузнецкой котловины они перекрыты мощными толщами четвертичных отложений. Географическое положение района на границе Западно-Сибирской равнины и Алтае-Саянской складчатой зоны (Салаирский кряж) предопределило предгорный, денудационно-аккумулятивный рельеф.

В Новосибирском Приобье выделяется ступенчатый рельеф, который отражает общий структурный план верхней части мезокайнозойского платформенного чехла и обусловлен унаследованными неотектоническими поднятиями.

Морфологические особенности современного рельефа на территории Новосибирского Приобья многообразны. Здесь можно наблюдать всхолмленный рельеф, незначительные по площади водораздельные пространства, останцовые формы рельефа. Основные реки Бердь, Иня, Верх. и Ниж. Сузун. Они имеют глубину вреза 125—150 м и с притоками 2-го и 3-го порядков, значительно расчленяют исследуемую территорию. Все многообразие современных форм рельефа на территории Новосибирского Приобья позволили В. А. Николаеву (1976) выделить следующие геоморфологические районы (рис. 1): 1 — Салаирский кряж,

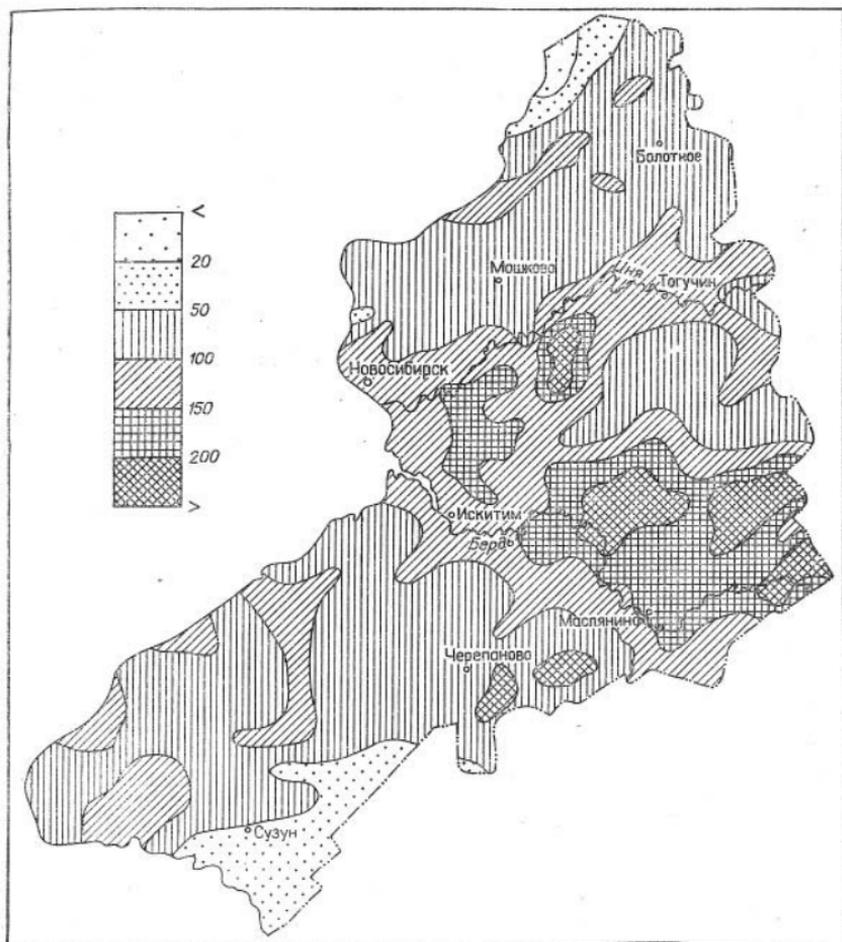


Рис. 1. Геоморфологическая схема Новосибирского Приобья.

2 — Буготакскую холмистую равнину с останцовыми формами рельефа, 3 — Присалаирскую равнину, 4 — Сокурскую, 5 — Караканскую, 6 — Северо-Кузнецкую, 7 — Черепановскую и 8 — долину Оби.

Ниже на основании составленных нами морфометрических карт (рис. 2—4) рассмотрим морфологические особенности и количественные показатели современного рельефа выделенных районов.

Салаирский кряж заходит на территорию исследования с нивелированными северо-западными отрогами и представляет собой асимметричное сводовое поднятие с общей северо-западной ориентировкой основных структур. Он длительное время оказывал определяющее влияние на формирование рельефа прилегающей к нему части Западно-Сибирской равнины, Колывань-Томской складчатой зоны и Кузнецкой котловины. Абсолютная отметка Салаирского кряжа в пределах наших исследований достигает 523 м. К Салаирскому кряжу приурочены максимальные величины всех морфометрических показателей Новосибирского Приобья.

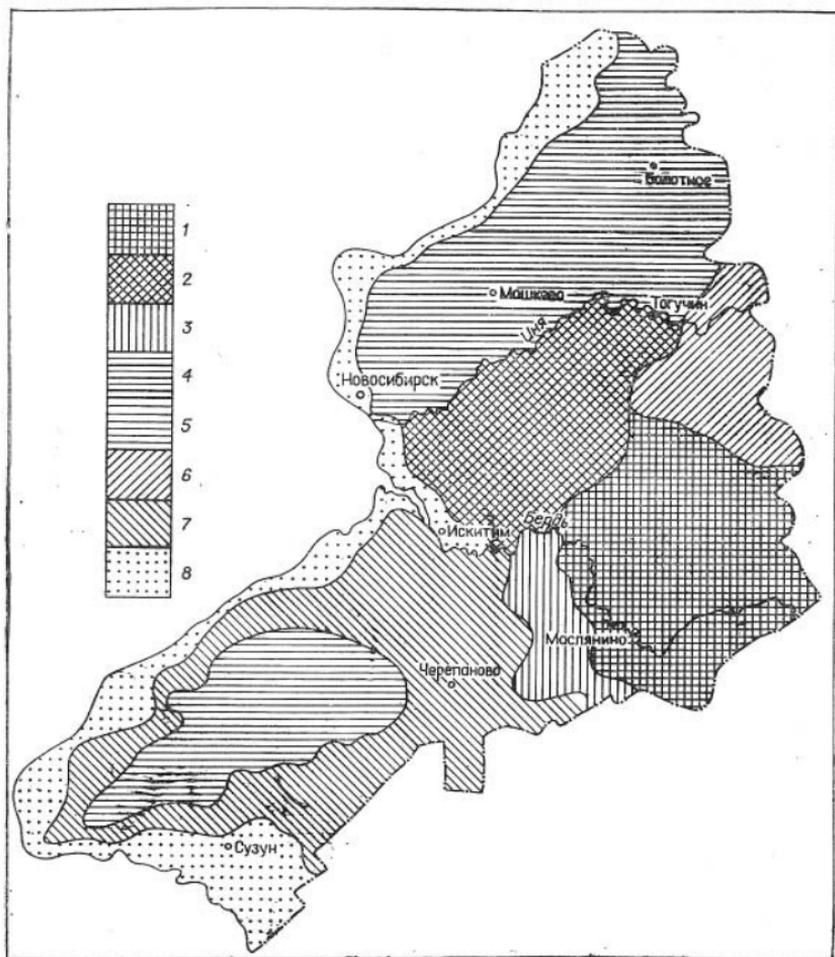


Рис. 2. Схема глубины расчленения рельефа Новосибирского Приобья.

Степень вертикального расчленения рельефа Салаирского кряжа хорошо отражена на карте глубин расчленения. Местные базисы эрозии здесь на большей части площади (55%) колеблются в пределах 150—200 м, а центральная и восточная части Салаирского кряжа (25%) характеризуются глубинами расчленения более 200 м. К этой области максимальных величин вертикального расчленения приурочены наибольшие абсолютные высоты Салаирского кряжа. Окаймляют его с севера и юга узкими полосами районы с глубинами расчленения от 100 до 150 м (20%), с севера резкой ступенью переходящие в Северо-Кузнецкую равнину. Сопряжение Салаира с Буготакской холмистой равниной совпадает с геоморфологической границей названных районов, где вертикальное расчленение изменяется от 100 до 150 м.

Орографически более высокая часть Салаирского кряжа на исследуемой территории имеет наибольшее горизонтальное расчленение. Гу-

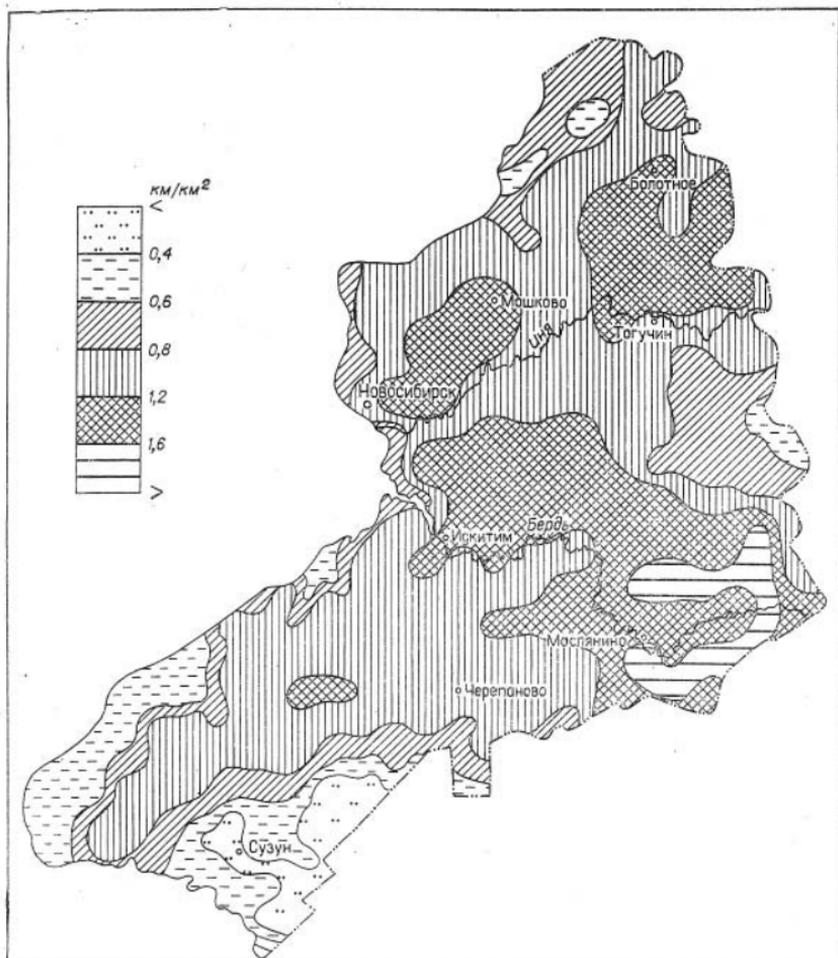


Рис. 3. Схема густоты расчленения рельефа Новосибирского Приобья.

стота расчленения здесь достигает 1,2—1,6 km/km^2 (75%), а в центральной и юго-восточной частях превышает 1,6 km/km^2 (25%). Резкая смена показателей горизонтального расчленения рельефа на севере Салаирского кряжа, так же как и данные вертикального расчленения, подчеркивает наличие тектонического уступа на границе с Северо-Кузнецкой равниной.

На большей части Салаирского кряжа уклоны земной поверхности изменяются в пределах 5—10°, а в наиболее возвышенных районах эти значения на локальных участках достигают иногда 45°. Наибольшие уклоны приурочены к зоне развития положительных структур палеозойского фундамента. Склоны водораздельной части Салаира, обращенные к Северо-Кузнецкой равнине, имеют наибольшие уклоны, что способствует интенсивному развитию склоновых процессов и плоскостному смыву почв. Юго-западный склон Салаирского кряжа более пологий, и его сравнительно выровненная поверхность постепенно слива-

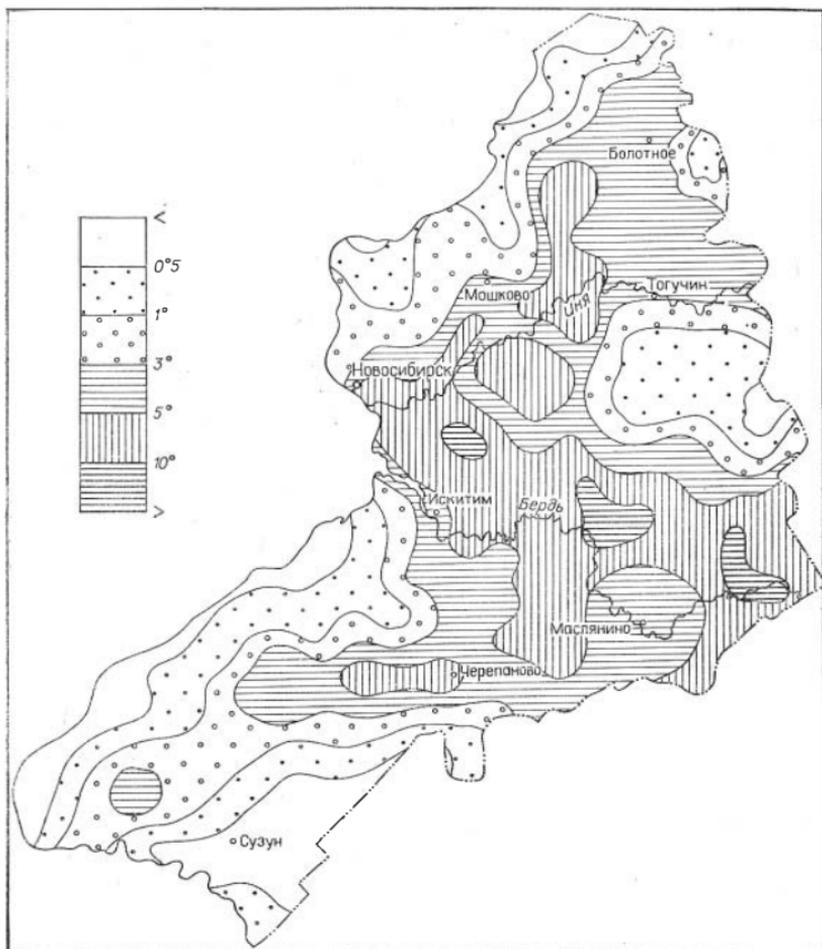


Рис. 4. Схема уклонов земной поверхности Новосибирского Приобья.

ется с приподнятыми районами юго-восточной окраины Западно-Сибирской равнины.

Буготакская холмистая равнина с останцовыми формами рельефа приурочена к области развития обнаженных и погребенных структур Кольвань-Томской складчатой зоны. История формирования рельефа и главные ее геоморфологические особенности в значительной степени были predetermined условиями торцового сопряжения герцинского складчатого пояса с каледонскими структурами Салаирского края (Николаев, 1976). Осевая часть имеет северо-восточное простирание, к ней приурочены останцовые формы рельефа (гора Холодная — 381 м, Чумакова Сопка — 343 м), а на большей части территории абсолютные отметки колеблются в пределах 250—300 м. Общее северо-восточное направление Буготакской холмистой равнины связано с простиранием Кольвань-Томской складчатой зоны и на наших картах выражено соответствующей ориентировкой и характером показателей морфометрических зон. Глубины расчленения рельефа на большей ча-

сти Буготакской холмистой равнины изменяются от 100 до 200 м и более. По показателям вертикального расчленения данный геоморфологический район можно разделить на две примерно равные зоны. В северо-восточной части характеризуемого района к наибольшим абсолютным отметкам приурочены максимальные относительные высоты—200 м и более. Буготакская холмистая равнина характеризуется довольно значительным плоскостным смывом почв, так как ровных водораздельных пространств здесь практически нет.

Наибольшие величины густоты расчленения рельефа реки, ручьями, балками и оврагами в долине Берди ($1,2—1,6 \text{ км/км}^2$), а в зоне, примыкающей к долинам Оби, Инн и к Северо-Кузнецкой равнине, они равны $0,8—1,2 \text{ км/км}^2$. Наибольшая густота речной сети приурочена к бассейну Берди и Инн. В низовьях Берди и Инн широко распространены овраги.

На большей части территории Буготакской холмистой равнины уклоны земной поверхности изменяются в пределах $5—10^\circ$ (70%), а в центральной, наиболее приподнятой части, достигают 10° и более (5%). Северо-восточная часть, примыкающая к Северо-Кузнецкой равнине, имеет уклоны поверхности от 3 до 5° (25%). По данным уклонов земной поверхности Буготакской холмистой равнины четко прослеживается приуроченность наибольших уклонов к положительным структурам Кольвань-Томской складчатой зоны, эта закономерность наблюдается и в пределах Сокурской и Караканской равнин.

Присалаирская равнина по своим геоморфологическим особенностям во многом сходна с Буготакской холмистой равниной. На большей части ее территории абсолютные отметки изменяются также в пределах 250—300 м. Присалаирская равнина по степени вертикального расчленения значительно отличается от Салаира, глубины расчленения здесь изменяются на большей части территории от 50 до 100 м (60%). И только в прилегающей к Салаирскому краю части относительные высоты водораздельных участков достигают 100—150 м (40%).

По густоте расчленения современного рельефа Присалаирская равнина относится к сильно расчлененным районам Новосибирского Приобья. Почти на всей ее территории горизонтальное расчленение достигает $0,8—1,2 \text{ км/км}^2$ (75%). На остальной, прилегающей к Салаиру, густота расчленения рельефа изменяется в пределах $1,2—1,6 \text{ км/км}^2$ (25%). Почти на всей территории уклоны земной поверхности изменяются от 5 до 10° (90%). Только в южной части территории уклоны снижаются до $3—5^\circ$ (10%). Однако следует отметить, что водораздельные склоны южной экспозиции более крутые (до 10°).

Сокурская холмистая равнина занимает пространство в пределах восточной части Обь-Инского водораздела. Территория умеренно расчленена правыми притоками Инн и разветвленной овражно-балочной сетью. Максимальные абсолютные высоты (250—280 м) приурочены к водоразделу между Иней и Обью, который несколько смещен в сторону Инн, вследствие чего склоны, обращенные к долине ее, более крутые и интенсивнее расчленены. Вертикальное расчленение на большей части территории характеризуется глубиной вреза речных долин 50—100 м (80%). Глубина расчленения современного рельефа возрастает к долине Инн и к северо-западной части долины Оби до 100—150 м (20%).

Горизонтальное расчленение, так же как и вертикальное, закономерно возрастает вблизи долин рек Инн и Оби. Наибольшие величины густоты расчленения современного рельефа $1,2—1,6 \text{ км/км}^2$ (45%) приурочены на Сокурской равнине к территории Мошковского, Болотнинского и частично Тогучинского районов. На остальной, по площади примерно равной, части территории горизонтальное расчленение составляет $0,8—1,2 \text{ км/км}^2$ (50%). И только на самом северо-востоке и в придо-

линой части Оби густота расчленения рельефа постепенно уменьшается до 0,6—0,8 км/км² (5%).

Уклоны земной поверхности постепенно увеличиваются от долины Оби с 1—3° к водораздельной части Сокурской равнины и в Мошковском районе достигают 5—10°. В придолинной части Оби и на северо-востоке уклоны земной поверхности минимальные для данной территории — до 1°, участки с такими уклонами занимают незначительные площади. К районам с максимальными уклонами поверхности Сокурской равнины приурочена сложная овражно-балочная сеть.

Караканская равнина простирается на юго-запад от г. Черепаново и занимает значительную территорию большой Каменской излучины р. Оби. На большей части равнины абсолютные высоты колеблются в пределах 220—280 м, и только на водораздельной части они достигают 300 м (максимальная отметка 313 м). По показателям глубин расчленения территории Караканской равнины может быть разделена на две примерно равные части. На осевой вертикальное расчленение достигает 100—150 м (40%). На остальной части территории глубина врезания речных долин изменяется в пределах 50—100 м (60%). Густота расчленения современного рельефа изменяется в более широком диапазоне. На большей части территории Караканской равнины горизонтальное расчленение определяется величинами 0,8—1,2 км/км², в водораздельной части достигает 1,2—1,6 км/км², а по периферии — 0,6—0,8 км/км². По степени горизонтального расчленения Караканская равнина может быть отнесена к сильно расчлененным равнинам Новосибирского Приобья, с густой речной и овражно-балочной сетью. Овраги здесь занимают до 1,5% общей площади. Наибольшие уклоны (5—10°) земной поверхности Караканской равнины приурочены к водораздельной части, и лишь к долинам Оби, Ниж. и Верх. Сузунов уклоны снижаются до 1—3°. Северо-Кузнецкая слабо расчлененная равнина заходит на территорию Новосибирской области только своей северо-западной окраиной и приурочена к области развития погребенных структур Кузнецкой котловины. На ее территории абсолютные высоты изменяются в следующих пределах: 100—150 (20%), 150—200 (40%) и 200—250 (40%) м. Глубина расчленения современного рельефа Северо-Кузнецкой равнины в придолинной части Ини достигает 100—150 (30%) и на остальной части равнины 50—100 м (70%). Горизонтальное расчленение Северо-Кузнецкой равнины довольно изменчиво. Максимальные показатели густоты расчленения приурочены к долине Ини и составляют 1,2—1,6 км/км² (10%), постепенно убывая на юго-востоке от 0,8—1,2 (30%), 0,6—0,8 (50%) до 0,4—0,6 км/км² (10%).

Показатели уклонов современного рельефа Северо-Кузнецкой равнины на большей части территории не превышают 1°, и только в придолинной части Ини они достигают 3—5°.

Черепановская расчлененная равнина занимает пространство между Присалаирской и Караканской равнинами и своими юго-западными окраинами охватывает последнюю. Ее наибольшие абсолютные высоты (250—300 м) находятся в северной части Черепановского района, отсюда в сторону Искитима и Сузуна идет постепенное понижение поверхности до 150—200 м.

Вертикальное расчленение Черепановской равнины изменяется в следующих пределах: 100—150 (10%), 50—100 (85%) и 20—50 (5%) м.

Горизонтальное расчленение равнины характеризуется следующими показателями: до 0,4 км/км² (10%), 0,4—0,6 км/км² (10%), 0,6—0,8 км/км² (25%), 0,8—1,2 км/км² (50%) и 1,2—1,6 км/км² (5%). Наибольшая густота расчленения приурочена к долине Берди, особенно в районе г. Искитима. Уклоны поверхности современного рельефа

Черепановской равнины также постепенно увеличиваются к центральной части ее и составляют: до 1° — 50%, от 1 до 3° — 10%, от 3 до 5° — 30% и от 5 до 10° — 10%.

Долина Оби в Новосибирском Приобье представлена узкой полосой. Хорошо она выражена севернее г. Новосибирска и в районе Сузуна. Общее северо-восточное направление долины от г. Камня-на-Оби связано с простиранием Колывань-Томской складчатой зоны, вдоль которой она и заложена. В строении долины Оби принимают участие поймы и две надпойменные террасы. Пойма хорошо представлена в Сузунском районе и севернее Новосибирска. В зоне затопления Новосибирским водохранилищем поймы нет. Надпойменная терраса I возвышается над поймой на 3—5 м, высота II изменяется в пределах 18—22 м. В слагающих породах террас прослеживается четкое двухъярусное строение — снизу русловые супесчаные осадки, сверху — суглинистые. Склоновые процессы в долине Оби развиты довольно широко, плоскостной смыв затушевывает террасированность долины. Склоны, обращенные к долине Оби, обычно расчленены неглубоко и более пологие. Склоны же водоразделов, приуроченные к долинам притоков Оби, более крутые и характеризуются более интенсивной расчлененностью. Долина Оби характеризуется незначительной величиной общей энергии современного рельефа, которая постепенно нарастает с удалением от долины к водоразделам. По сравнению с другими геоморфологическими районами Новосибирского Приобья долина Оби менее всего подвержена овражному расчленению. Росту оврагов препятствуют здесь плоский рельеф, большая залесенность. Но следует отметить, что здесь широко развита боковая эрозия. Так, в районе поселков Пашино и Дубровино ежегодно размывается несколько метров береговой полосы. Интенсивно разрушается берег в районе Новосибирского водохранилища, однако здесь наряду с эрозионными процессами оказывает свое действие и абразия. Небольшие абсолютные высоты и положение территории исследования в лесостепной зоне определяют особенности современных геоморфологических процессов. Кроме интенсивно развитой речной и овражной эрозии широко распространены плоскостной смыв и суффозионно-просадочные процессы. Глубокое промерзание почвы зимой благоприятствует развитию плоскостного смыва. Наиболее широко развит плоскостной смыв в районах с густым расчленением рельефа и малой облесенностью. Учет плоскостного смыва, проведенный А. Д. Орловым (1971), показывает, что наибольшему смыву подвержены нижние и средние части склонов южной экспозиции. С увеличением крутизны склонов увеличивается и плоскостной смыв. Всего в Новосибирском Приобье, по данным А. Д. Орлова (1971), смытые почвы составляют около 6% общей площади. Наибольшим плоскостным смывом характеризуются Караканская равнина и Салаирский край. Наименее смыты почвы пашен в Северо-Кузнецкой равнине — 5—10%. Невелик плоскостной смыв также в долине Оби.

Суффозионно-просадочные процессы также играют большую роль в современном рельефообразовании Новосибирского Приобья. Особенно широко распространены они в местах лессовидных отложений. В результате суффозионных процессов образуются в исследуемом районе плоские округлые западины диаметрами от нескольких метров до 200 м и относительной глубиной до 2 м. К западинам обычно приурочены березовые колки либо кустарниковые заросли. В центре наиболее крупных западин образуется небольшое осоковое болото, окруженное кустарником. Суффозионно-просадочные процессы широко распространены на Караканской, Черепановской и Сокурской равнинах, в меньшей степени — на террасах Оби. Наименьшим распространением эти процессы пользуются в Салаирском крае, где плоские участки очень редки.

По результатам выполненных морфометрических исследований и величинам морфометрических показателей (уклонам, глубине и густоте расчленения) на территории Новосибирского Приобья нами выделены районы с различной степенью расчлененности: 1) слаборасчлененные (до 1°, до 50 м, до 0,6 км/км²), 2) среднерасчлененные (от 1 до 3°, от 50 до 100 м, от 0,6—0,8 км/км²), 3) значительно расчлененные (от 3 до 5°, от 100 до 150 м, от 0,8 до 1,2 км/км²), 4) сильно расчлененные (от 5 до 10° и более, от 150 до 200 м и более, от 1,2 до 1,6 км/км² и более).

К районам со слабым расчленением современного рельефа на Новосибирском Приобье следует отнести долину Оби и восточную часть Северо-Кузнецкой равнины. Среднерасчлененные районы охватывают территории большей части Сокурской, Черепановской и западную часть Северо-Кузнецкой равнины.

Районы со значительно расчлененным современным рельефом приурочены к долинам Ини и Берди, Присалаирской и Караканской равнин.

К районам с сильно расчлененным рельефом на исследуемой территории отнесены Салаирский кряж, Буготакская холмистая равнина и северо-восток Присалаирской равнины.

Следует отметить, что районы со средне-, значительно и сильно расчлененным современным рельефом наиболее опасны в эрозионном отношении. При значительной общей распаханности территории дальнейшая обработка почв без применения противоэрозионных мероприятий и увеличение пашни за счет склоновых земель приведут к резкому увеличению площадей смытых почв и неудобных земель.

Для борьбы с водной эрозией почв необходимо планомерно, на научной основе проводить целый комплекс мелиоративных мероприятий:

1) строгое соблюдение всех агротехнических условий обработки почвы;

2) зарегулирование стока, создание широкой сети искусственных водохранилищ;

3) проведение лесомелиоративных мероприятий и всемерное сохранение имеющихся лесных массивов;

4) рассредоточение поверхностного стока на наиболее опасных в эрозионном отношении склонах (обвалование, безотвальная вспашка, снегозадержание, закрепление оврагов и т. д.).

По результатам анализа геоморфологических и морфометрических особенностей современного рельефа Новосибирского Приобья следует, что в этом районе настоятельно требуется срочное проведение всех мероприятий по борьбе с водной эрозией почв.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд Д. Л. Наука о ландшафте. М., «Мысль», 1975.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962.

Николаев В. А. Рельеф и мелиоративное районирование южных равнин Западной Сибири.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976.

Николаев В. А. Рельеф и земледелие Новосибирской области.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976.

Проблемы прикладной геоморфологии. Под ред. В. А. Николаева. М., «Наука», 1976.

Орлов А. Д. Водная эрозия почв Новосибирского Приобья. Новосибирск, «Наука», 1971.

Философов В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, 1975.

СИМПОЗИУМ ПО КОЛИЧЕСТВЕННЫМ МЕТОДАМ В ГЕОГРАФИИ XXIII МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

(20—26 июня 1976 г.)

Перед заседаниями XXIII Международного географического конгресса были проведены симпозиумы комиссий Международного географического союза, в том числе комиссии по количественным методам в географии. Эта комиссия организована на XX Международном географическом конгрессе в Лондоне в 1964 г. Ее председателем был выдающийся американский географ профессор Брайан Берри. С 1975 г. эта функция возложена на Ю. Г. Саушкина — профессора Московского университета.

На симпозиуме заслушано 30 докладов, из них 16 — сделано советскими участниками. Восемь докладов касались общих вопросов географии с усиленным вниманием к теории и методологии. Авторы пытались показать, как понятия математической логики, системно-структурного анализа, кибернетики можно применить к изучению географических объектов и явлений. Семь докладов посвящены применению математических методов в экономической географии. Один был геоморфологическим и содержал описание рельефа Земли уравнением Лапласа. Авторы представили рельеф суши в первом приближении как потенциальное поле и его свойства распространили на земную поверхность. Тем самым поле земной поверхности поставлено в один ряд с физическими полями Земли и геоморфология оказывается пограничной с геофизикой.

Четырнадцать зарубежных докладов касались методических вопросов географии. Авторы на разнообразном региональном материале демонстрировали перспективные методы решения отдельных задач географии городов, сельского хозяйства, промышленности, возможный подход к изучению городских систем, методы типологии сельского хозяйства, статистический анализ пространственной структуры выпадения осадков, изучения связей, осуществляемых воздушным транспортом, с помощью энтропийного анализа. Один методологический доклад был посвящен исследованию пространственной структуры с использованием структурного языка и типологии.

Перечисленные доклады и опубликованные в печати материалы по применению математических методов дают возможность охарактеризовать их уровень развития в географии. Опыт применения математики в современном естествознании говорит о том, что существуют три этапа математизации науки — количественный, математическое моделирование и математическая теория*. В задачу количественного этапа входит получение количественных показателей объектов, явлений, процессов, картирование показателей. Географией этот этап освоен полностью, так как нет ни одного раздела географии, где бы не применялся количественный анализ. На симпозиуме было высказано мнение многих крупных географов, таких как Брайан Берри, Торстен Хагерstrand и других о том, что происшедшая в 60-е годы «количественная революция» прошла свой пик и наступило время разочарований, раздумий и новых поисков (доклад Ю. Г. Саушкина). С этим трудно не согласиться, но в то же время надо отметить то прогрессивное, что внесли точные подсчеты и измерения в географию. Прежде всего, с

* Акчурин И. А., Веденов М. Ф., Сачков Ю. В. Познавательная роль математического моделирования. М., 1963.

количественными методами в географии пришел математический стиль мышления. Количественный анализ показал на сложные и неоднозначные связи и зависимости между формами, объектами, явлениями и потребовал от географов объяснения имеющейся статической картины природы и общества. Для этого потребовались новые образы и понятия. Этот этап исследования обошелся методами элементарной математики и математического анализа и в методологию науки не внес никаких существенных изменений. Но в результате использования количественных показателей и карт наука приобрела определенную логическую стройность и большую объективность.

Второй этап математизации — моделирование. Поскольку модель строится на принципах математической теории, географу стало недостаточно прежней понятийно-терминологической базы, поэтому возникла потребность в формализации понятий и явлений, в ясной постановке содержательных задач, в строгом выборе подхода и методов исследования. Этот этап математизации, по Вильяму Бунге, можно назвать «математическим пониманием логики земного пространства».

Не останавливаясь на классификации типов моделей в географии, необходимо упомянуть, что моделированию подвергаются географические системы — целостные образования, формирующиеся на земной поверхности под воздействием природных и социальных процессов. Изучение возникновения географических систем, их развития и функционирования во времени и пространстве — суть географии.

Сложность и многообразие геосистем, природных, технических или социальных, привлекли в географию методы всех разделов математики. Свидетельством этому являются нижеперечисляемые методологические доклады: основных направлений исследования геосистем коснулся А. Г. Топчиев; моделированию развития делювиальных и дефлюционных склонов был посвящен доклад А. М. Трофимова и В. М. Московкина; информационный метод изучения потока информации в геосистеме рассмотрен А. Д. Армандом; использование энтропии как меры разнообразия совокупности предприятий У. Р. Печи; детерминированный и вероятностный подходы к изучению зависимости явлений выбраны в докладе Б. И. Семкина и А. А. Ююкина; формальный структурный язык для изучения пространственных отношений и структур использован П. Гулдом и Э. Макинтошем; систему терминов и понятий теории множеств применил П. П. Лебедев с целью формализации языка карты; теории картографического метода исследования коснулся Ю. С. Фролов.

Естественно, что не все отрасли географии проходят два этапа математизации равномерно и одинаково. Если первый этап освоен климатологией, океанологией, гидрологией с начала их зарождения, то в геоморфологию, палеогеографию, геоботанику, гляциологию, экономическую географию количественные методы пришли значительно позже. Моделирование, успешно начатое в экономической географии, постепенно проникает в другие разделы географии.

Третьего этапа математизации — создания математической теории — не достигла ни одна отрасль географии. Новые подходы и новые методы помогут географу, необходимо только заострить внимание именно на вспомогательной роли любых математических методов и их ограниченных возможностях, так как теория может быть математической только по форме, а по содержанию она должна быть географической.

О том, что круг подходов и методов географа будет расширяться, можно судить по нерешенным проблемам в географии. Достаточно назвать построение иерархической классификации геосистем или учет продуктивности ландшафтной сферы и связанную с этим проблему балансов геосистем, поставленную в 30-е годы А. А. Григорьевым и поддержанную Д. Л. Армандом и М. И. Будыко. Основанная на законах

сохранения вещества и энергии, эта проблема волнует все разделы географии: физикогеографы основное внимание уделяют процессам водного и теплового балансов, геоморфологи — балансу масс земной коры, экологи изучают баланс кислорода, органического вещества и энергии. Без решения этих проблем невозможно понять динамику геосистем, а следовательно, и управлять природой и обществом.

Решить эти сложные проблемы классическими методами географии не представляется возможным, поэтому в перспективе можно предвидеть расширение методов и привлечение в географию новых подходов: математического, геохимического, геофизического, конструктивного, системного — все они правомерны. Предпочтение тому или иному подходу не принесет пользы, и пренебрежение любым пришедшим в географию методом недопустимо. Именно новый подход может привести к самым неожиданным результатам. В обсуждении нуждаются степень и порядок применения того или иного метода. Только грамотное и разумное их использование принесет географии успех.

В заключение симпозиума направление работы комиссии по количественным методам было определено как «системный анализ и математическое моделирование». Это название одобрено руководством Международного географического союза. Оно в определенной степени свидетельствует о том, что в географии наметился переход от количественных методов ко второму этапу математизации — математическому моделированию.

В. А. Николаев, Д. В. Пучкова

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ПАЛЕОПОТАМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СССР В СВЯЗИ С РЕШЕНИЕМ МЕЛИОРАТИВНЫХ ПРОБЛЕМ

С 3 по 5 мая 1977 г. в г. Новосибирске в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР состоялся XIV Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР, посвященный рассмотрению актуальных вопросов истории развития речных долин Советского Союза с целью широкого использования геоморфологических данных в реализации мелиоративных проблем.

Исторические решения XXV съезда КПСС определили пути дальнейшей интенсификации сельскохозяйственного производства на базе проведения больших мелиоративных работ, детально обоснованных с позиций всестороннего учета природных условий того или иного региона. Еще на заре цивилизации аллювиальные равнины стали главной ареной развития сельскохозяйственного производства. Исключительная равнинность рельефа, доступные источники воды и благоприятные свойства аллювиальных почв способствовали не только возделыванию многочисленных культур, но и развитию различных мелиоративных систем, многие из которых и поныне сохраняют свое значение.

В наши дни история развития речных долин приобретает первостепенное значение в решении глобальных, межрегиональных и региональных проблем перераспределения речного стока с целью обводнения засушливых районов и возрождения высокой биологической продуктивности их сельскохозяйственных угодий. Все это вызвало большой интерес к активному участию в работе XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР и способствовало весьма полезной взаимной информации о последних достижениях советской науки как в области гео-

морфологии, так и в направлении использования ее последних достижений в практике мелиоративного строительства.

В работе Пленума приняли участие 17 научных организаций Академии наук СССР и ее отделений и филиалов — Сибирского, Восточно-Сибирского, Бурятского, Дальневосточного, Башкирского, академий союзных республик Украины, Белоруссии, Узбекистана, Армении, 9 научно-исследовательских институтов Министерства геологии СССР, 10 научно-производственных объединений и институтов Министерства водного хозяйства, нефтяной промышленности, Госстроя СССР, территориальных геологических управлений и 15 вузов страны. Всего в работе Пленума участвовало 180 человек из 24 городов Советского Союза.

Очередной Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР вновь продемонстрировал ее большую роль в объединении усилий всех геоморфологов нашей страны в области решения первостепенных научных и практических задач. Одновременно он подтвердил также и дальнейшее развитие сложившихся традиций в направлении постановки обстоятельных коллективных докладов, многие из которых отражали результаты творческого содружества научно-исследовательских и производственных организаций. Наряду с давно сложившимися коллективами геоморфологов европейской части Союза на очередном Пленуме активно участвовали и вновь организованные геоморфологические подразделения Средней Азии и Казахстана, Западной и Восточной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока. Представленные доклады наглядно показали весьма значительное расширение объема геоморфологических исследований, проведенных по линии отраслевых научно-исследовательских институтов, территориальных геологических управлений и проектных мелиоративных организаций. При этом в сферу глубокого геоморфологического анализа стали широко вовлекаться и многочисленные материалы космической информации.

К открытию Пленума были опубликованы развернутые тезисы более ста докладов. Они во многих деталях раскрывали основные положения представленных сообщений и давали возможность заблаговременно подготовить необходимые материалы для проведения творческих дискуссий. С целью ориентации всех участников Пленума на широкое обсуждение главнейших задач палеопотамологических исследований в СССР ведущий доклад основоположника советской палеопотамологии Г. И. Горецкого был опубликован полностью.

В соответствии с общей программой Пленума основным объектом обсуждения пленарных докладов явились прарек и современные речные системы. Особое внимание обращено на разработку теоретических положений палеопотамологии, на уточнение главнейших объектов палеопотамологического изучения и на определение их отличительных признаков и их роли в реставрации геоморфологических, литолого-фациальных, гидрогеологических, палеогеографических и мелиоративных элементов ископаемой реки. В ряде пленарных докладов было убедительно доказано, что главнейшим источником к познанию истории развития прарек является детальный анализ их аллювиальных отложений, фациальный состав которых в той или иной степени отражает этапы формирования палеодолин и их геоморфологические особенности. Участники Пленума единодушно поддержали весьма ценное и своевременное предложение Г. И. Горецкого о необходимости выделения из состава русловой фации самостоятельного базального горизонта размыва. Значение этой фации весьма велико. Она отвечает начальному этапу формирования аллювиальных свит и служит надежным репером при проведении стратиграфических и геоморфологических исследований. Одновременно было отмечено, что палеопотамологические работы в нашей стране развивались и будут развиваться в дальнейшем

в связи с запросами гидротехнического и мелиоративного строительства, так как только они могут успешно решать многие вопросы постановки проблем по перераспределению речного стока как в пределах европейской части Союза, так и на необъятной территории Среднего региона.

подавляющее большинство докладов было заслушано и детально обсуждено на секционных заседаниях. Секция «Западный регион» (кураторы А. П. Рождественский, З. М. Хворостова) провела три заседания и рассмотрела 14 докладов. В основном они освещали историю формирования речных долин Кавказа и Предкавказья, Урала и Приуралья, бассейна Волги, Причерноморской низменности, Приазовья.

Во многих докладах Западной секции были представлены материалы, имеющие непосредственное отношение к вопросам мелиорации. Нет сомнения, что дальнейшая разработка таких обсужденных проблем, как определение пороговых значений развития процессов, равновесных состояний процессов, оценка природных факторов, изучение современных и древних аналогов проектируемых водохранилищ, приведет к возможности обоснованных рекомендаций рационального использования земель. На секции рассмотрен и одобрен проект легенды целевой крупномасштабной инженерно-геоморфологической карты, направленной на изыскание оптимального варианта створов плотин, отсечных дамб и защитных сооружений, а также расчет фильтрационных потерь Хаджибейского лимана — водохранилища, одного из сложных объектов комплекса Дунай — Днепр.

Вполне естественно, что наиболее активно проходило обсуждение докладов по территории Среднего региона (кураторы В. А. Мартынов, В. В. Вдовин). Они представлены научно-исследовательскими и производственными организациями Средней Азии, Киргизии, Казахстана, Западной Сибири, Ленинграда и Москвы. Многие исследователи говорили о том, что в истории развития современного рельефа Среднего региона сыграла большую роль не озерные бассейны, как об этом предполагали раньше многие геологи и геоморфологи, а антропогенные речные системы, аллювиальные отложения которых во многих районах Туранской равнины испытали сейчас сильное воздействие золотых процессов. В результате изучения большого фактического материала высказаны определенные представления о том, что в истории формирования долин Среднего региона могут быть обоснованно выделены не менее пяти основных этапов. Особое значение в их развитии сыграли два первых этапа, охватившие весь эоценовый и частично ранний плейстоцен. В это время прошли более энергичные процессы врезания речной сети и накопления аллювиальных осадков значительной мощности. Они сформировали самые глубокие и наиболее широкие долины. Речная сеть первого и второго этапов во много раз превосходила масштабы современных долин. Достаточно сказать о том, что ширина транзитных прарек Западно-Сибирской равнины достигала 250—300 км.

Реставрация развития речных долин Среднего региона открывает большие возможности практической реализации важнейшей проблемы переброски части стока сибирских рек с целью обводнения засушливых районов Казахстана и Средней Азии. В ее основе лежит идея объединения современных и древних речных долин в единую наиболее рациональную систему водных артерий. При этом все межбассейновые связи смогут осуществляться путем широкого использования древних ложбин стока, которые имеют весьма благоприятное пространственное расположение по отношению к основным районам строительства низконапорных гидротехнических сооружений.

На секционных заседаниях Восточного региона (кураторы Г. И. Худяков, О. В. Кашменская) прочитано 24 доклада об истории развития

речных долин Алтае-Саянской области, Сибирской платформы, Якутии, Байкальской горной области, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Почти все докладчики уделили большое внимание определению роли неотектонических движений в формировании и эволюции долинной сети. В меньшей степени они отметили значение смены климатических условий в истории речных долин. На хорошем теоретическом уровне соотношения тектонических и климатических факторов в формировании гидрографической сети Дальнего Востока были рассмотрены геоморфологами Геологического института Дальневосточного научного центра. Во многих докладах по территории Восточного региона отмечалось значение геоморфологических данных в решении различных мелноративных задач. Особо ценный фактический материал в этом отношении доложен сотрудниками Бурятского геологического института СО АН СССР. Изучив историю развития гидросети Забайкалья, они реставрировали плиоценовые палеодолины и определили в их аллювиальных отложениях значительные запасы подземных вод, вполне пригодных для обводнения сельскохозяйственных угодий.

На основании заслушанных докладов и сообщений и проведенной дискуссии Пленум счел необходимым выделить следующие главнейшие направления дальнейшей работы по изучению истории развития речных долин.

1. Разработка теоретических основ и методов палеопотамологии путем углубленных региональных исследований древних и современных речных долин в различных геоструктурных и ландшафтно-климатических зонах. Особое внимание должно быть обращено на Срединный регион, в пределах которого уже ведутся практические работы по обоснованию проекта переброски части стока сибирских рек в засушливые районы Казахстана и Средней Азии.

2. Дальнейшая разработка принципов и методов системного подхода к изучению долин для более глубокого понимания многообразных связей флювиальных, склоновых и других рельефообразующих процессов.

3. Изучение современных флювиальных процессов с получением качественных и количественных характеристик; разработка теории и методов прогнозирования этих процессов для целей инженерной геологии, поисков полезных ископаемых, мелиорации земель и охраны природы.

Одновременно Пленум обратил особое внимание на важность и практическую значимость изучения современных экзогенных инженерно-геологических процессов и координацию этих исследований, проводимых различными ведомствами, и просил Геоморфологическую комиссию учесть это в своей дальнейшей работе.

Пленум одобрил опыт работы Института геологии и геофизики СО АН СССР и Сибирской секции Геоморфологической комиссии АН СССР по составлению и изданию единой серии монографий «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» и всемерно поддержал инициативу по постановке коллективной работы «Современный рельеф Сибири и Дальнего Востока» (строение и динамика).

Пленум считает необходимым непрерывно совершенствовать методы геоморфологических исследований с широким использованием аэрокосмических и других методов получения дистанционной информации о рельефе Земли, его строении, динамике и связях с глубинными структурами.

Подводя общие итоги XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР, можно отметить, что, по общему впечатлению, он был полезным, плодотворным и проходил в дружеской атмосфере. Все участники присоединились к общей оценке проведенной работы, которую дал Г. И. Горецкий на заключительном заседании. Он отметил, что

«доклады XIV Пленума поражали билием, качеством, новизной фактического материала, эрудицией и хорошей теоретической подготовкой докладчиков».

Э. М. Хворостова

РОЛЬ СИСТЕМНОГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ПОДХОДА В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ, СВЯЗАННЫХ С МЕЛИОРАЦИЕЙ ЗЕМЕЛЬ

(к определению содержания проблемы)

Геоморфологический подход как отраслевой аспект ландшафтоведческой проблемы мелиорации земель. Все мелиоративные мероприятия, включая перераспределение водных ресурсов на больших площадях, могут рассматриваться как вмешательство в жизнь целостных географических единств (ландшафтов, территориально-природных комплексов), находящихся в подвижном равновесии. В самом деле, речь идет об изменении режима водных потоков, о продолжении искусственных русел в местах с географическими условиями, мало подходящими для существования рек, об изменении растительного покрова, о нарушении целостности почв, об изменении режима грунтовых вод, об изменении процессов рельефообразования. При решении таких агротехнических задач исследование природы должно вестись конструктивными методами, способствующими выявлению путей наиболее рационального использования естественных ресурсов, равно как и прогнозированию изменений природной среды под влиянием техногенных нагрузок. Эта область естествознания связана с определением современных динамических характеристик территориально-природных комплексов, с установлением степени подвижности или устойчивости их в условиях эксплуатации человеком. Конечным продуктом таких работ должно быть предвидение будущего природы на основании изучения динамического аспекта настоящего и прошлого.

Упомянутый перечень вопросов входит в компетенцию ландшафтоведения, поскольку эта отрасль физической географии призвана решать следующие задачи: «...выявление закономерностей формирования, истории, динамики, развития, саморегулирования и распространения природных комплексов, их динамической и морфологической структур, дифференциации и интеграции, внутренних взаимосвязей между их компонентами, обуславливающих целостность ландшафтов, обмена веществом энергией и информацией между ландшафтами равного и разных рангов, классификации ландшафтов, изучение законов взаимодействия ландшафтов с инженерными сооружениями, агротехническими мероприятиями и другими формами человеческого воздействия, прогнозирование их спонтанного и целенаправленного изменений, разработка систем методов познания и управления ландшафтами различных территорий» (Преображенский, 1972, с. 49).

Существенная особенность современного ландшафтоведения выражается в том, что оно рассматривает природно-территориальные комплексы — эти сложные многокомпонентные образования, в которых тесно связаны рельеф, почвы, растительность, природные воды, климатоформирующие факторы и геология подстилающих пород, — как целостные организмы. В качестве единой теории, охватывающей столь разнообразные явления в географической оболочке, используется современный системный подход. Применение системной ориентации в изучении динамической сущности природных комплексов широко применяется географами в последнее десятилетие (см., например, Преображен-

ский, 1972; Сочава, 1973; Исаченко, 1975; А. Д. Арманд, 1966; Д. Л. Арманд, 1968; Солнцев, 1977; Крауклис, 1975). Это направление, и особенно физико-географические принципы, изложенные в работах В. С. Преображенского, импонируют автору.

Необходимость решения конструктивных задач улучшения природной среды или выявления оптимальных форм использования естественных ресурсов, которые должны основываться на изучении механизма динамики природных систем, заставит прибегнуть к междисциплинарным исследованиям природно-территориальных комплексов и их моделированию. Эти исследования будут отличаться от часто встречающихся в географических комплексных работ наличием «...по меньшей мере четырех условий: 1 — гипотезы о существовании явления, о связях исследуемых элементов или общей модели явления, пригодной не только для анализа, но и для синтеза; чаще всего в современных условиях начальным выступает представление об объекте исследования как о системе; 2 — четкого представления о конечном продукте (результате) исследования (о его содержании и форме); 3 — модели исследовательской деятельности; 4 — присутствия в составе исследовательского коллектива группы или отдельного лица, являющегося не только административным руководителем, но прежде всего лидером-хранителем идеи единства объекта» (Преображенский, 1977, с. 56). Выполнение программы возможно лишь при участии специалистов разных профилей, представленных не только географами-отраслевиками, занимающимися исследованием составляющих природу компонентов, но также физиками, химиками, математиками; при этом каждый из специалистов должен быть готовым иногда «пожертвовать» самостоятельным (профессиональным) интересом (например, углублением узкого изучения отдельного компонента) ради достижения общей цели — синтеза целостного объекта изучения.

Нет сомнения в том, что в таком творческом процессе существенное место займут геоморфологические исследования, поскольку рельеф составляет субстрат природного комплекса. Попытаемся в общих чертах определить возможности геоморфологического вклада в системное изучение природных комплексов.

Общая характеристика системного подхода в геоморфологии. Применение научного языка общей теории систем и кибернетики в геоморфологии стало достижением также только последнего десятилетия. Предлагаемую статью необходимо рассматривать не как подведение итоговых результатов, достигнутых в этой области, а как исследование, направленное на поиск моделей геоморфологических систем, а также на геоморфологическое осмысливание общего научного подхода, известного как системная ориентация. Настоящая статья является продолжением работы автора в этом направлении, начальные результаты которой опубликованы ранее (Хворостова, 1971, 1973, 1975, 1976а, б).

Думается, что в качестве главной особенности системного подхода можно считать свойственное только этому подходу отношение к изучаемому объекту: сложный объект, состоящий из многих взаимосвязанных элементов, рассматривается как единый организм. Под понятием организма здесь употребляется значение организованной целостности, причем неважно, является ли эта целостность живым организмом или она относится к мертвой природе. Существенно, что организованность выражает такую упорядоченность элементов, которая «работает» на достижение определенной цели. Предлагаемая организация обязательно включает процессы саморегуляции системы.

Выделение системы в процедуре исследования как целостного организма, определение элементов, из которых эта система состоит, а также установление цели существования системы зависят от содержания задачи, стоящей перед исследователем.

Попробуем сделать соответствующие определения применительно к рассматриваемой задаче. Существование реакции природной среды на техногенные воздействия объясняется предположением, что техногенные нагрузки выводят природный комплекс из подвижного равновесия. Такое подвижное равновесие участвует в длинной цепи явлений, направленных на сохранение Земли как планеты в гравитационном поле и в условиях вращения. Следовательно, можно попытаться сформулировать цель естественных процессов в природных комплексах следующим образом: стремление посылно участвовать в механизме сохранения Земли как планетного тела в состоянии подвижного равновесия.

Попутно произошло выделение и самой системы как организованного целого. Эта сложная динамическая система представлена планетным телом «Земля», окружающее же поле солнечной системы составляет в таком случае внешнюю среду для системы «Земля».

Можно предположить, образно выражаясь, что географическая оболочка Земли играет роль кожного покрова, через который совершается обмен веществом и энергией между планетой и внешним миром. В число процессов обмена входят такие, как геотектогенез, магматизм, литогенез, морфогенез, почвообразование, жизнедеятельность живых организмов, климатообразующая деятельность атмосферы и другие подобные проявления жизни планеты как системы.

Системная ориентация приводит к допущению, что высокая степень организации, обеспечивающая возможность планеты приспособиться к внешним условиям до достижения с ними подвижного равновесия, основана на иерархическом строении системы.

Это означает, что каждая система, состоя из элементов, сама является элементом более крупной системы. Между уровнями, расположенными на разных ступенях иерархической лестницы, существуют связи управления. Внутри каждого отдельного уровня его равноправные элементы находятся в координационных отношениях и связях.

Решение таких вопросов, как выявление межкомплексных и межкомпонентных связей внутри каждого иерархического уровня, равно как и установление субординационных связей между уровнями, требует учитывать взаимообусловленное проявление всех геолого-географических процессов, участвующих в жизнедеятельности системы.

Исторические предпосылки системного подхода в геоморфологии (некоторые приемы традиционных средств геоморфологического анализа, переходящие в системный подход). Понятие о необходимости комплексного изучения объекта исследования, представляющее одну из главных черт системной ориентации, в географии не ново; напротив, акцент на выявление взаимодействия всех процессов, участвующих в образовании ландшафтов, с полным основанием может считаться традиционным. В конце прошлого столетия в работах В. В. Докучаева (1949), установившего два основных физико-географических закона — закон цельности и неразрывности географической среды и закон географической зональности — выделены географические зоны как особые природные тела, в которых атмосфера, горные породы, животный мир и растительность, вода и почва составляют единый организм.

В первой половине XX столетия эстафета научного течения, содержащего стиль системного мышления, переходит к направлению, ярким выразителем которого явился А. А. Григорьев, показавший, что движущей силой любого географического явления можно считать единство противоположно направленных процессов прихода и расхода вещества и энергии, их ассимиляции и диссимилиации. Он писал: «...в основе взаимосвязи, взаимодействия и взаимообусловленности компонентов географической оболочки земного шара лежит обмен вещества и энергии между ее компонентами, а также между этой оболочкой и «внеш-

ним миром» (элементами космоса, прежде всего солнечной радиацией, с одной стороны, и подкорковыми массами — с другой)» (Григорьев, 1960, с. 290). (Под таким высказыванием, пожалуй, могли бы подписаться многие географы, приверженные к современной системной ориентации.) При разработке упомянутой концепции в географии был применен метод балансовых характеристик обмена веществом и энергией, приведший к значительным результатам.

К первым же десятилетиям XX в. относится формулировка одного из геоморфологических законов, который также должен войти в достояние системного подхода при изучении природно-территориальных комплексов. В 1924 г., вскрывая наиболее общие связи, ответственные за направленность эволюции рельефа, В. Пенк сформулировал основной закон геоморфологии: «Для формирования земной поверхности решающее значение имеет соотношение интенсивности эндогенных и экзогенных перемещений масс» (1961, с. 58).

Определение количественных показателей упомянутых взаимодействий, по-видимому, уходит в наиболее далекие перспективы. Однако, как представляется, уже сейчас геоморфология готова к качественному изучению динамики геоморфологических комплексов. В этом случае особенно плодотворным может оказаться метод балансовых характеристик обмена веществом и энергией, позволяющий по морфологическим и генетическим признакам природных объектов, доступным непосредственным наблюдениям, судить о направленности и интенсивности обмена.

Определение энергетических характеристик геоморфологических систем, вероятно, нужно рассматривать в тесной связи с пониманием условий как равновесных состояний этих систем, так и отклонений от равновесия в ту или другую сторону. Если иметь в виду это положение, можно сказать, что современная геоморфология располагает достаточной базой для внедрения системного подхода в изучение рельефа, поскольку исследование равновесного и неравновесного состояний рельефообразующих процессов в геоморфологии занимает, пожалуй, ведущее положение. Прежде всего, нужно напомнить о многочисленных работах, связанных с установлением понятия о равновесном профиле реки. «Проблема профилей равновесия — это часть общей проблемы саморегулирующихся процессов и систем, одной из важнейших проблем современной науки» (Пиотровский, 1964, с. 54.). Большие результаты могут быть получены при творчески активном и всестороннем развитии идеи о геоморфологических уровнях К. К. Маркова (1948), концепции о динамических фазах рельефо- и осадкообразования В. В. Ламакина (1948, 1950), включающих фазы врезания, транзита и аккумуляции.

Опыт И. П. Карташова (1972) по применению концепции В. В. Ламакина в изучении геологической и геоморфологической деятельности рек показывает широкие возможности использования балансовых характеристик для изучения динамических особенностей экзогенных процессов. И. П. Карташов рассматривает направленность и интенсивность флювиальных процессов в зависимости от баланса рыхлого материала, участвующего в формировании аллювиальных толщ. Выделение форм рельефа по этому признаку построено на изучении связи между интенсивностью и направленностью формообразующего процесса, с одной стороны, и насыщенностью агента рыхлым материалом — с другой. Эта балансовая характеристика определяет отношение между работоспособностью агента и возможностью среды предоставить в его распоряжение рыхлый материал для переноса, причем первое составляет расходную часть баланса, второе — приходную. Таким образом, рельефообразование может происходить при отрицательном, равновесном и положительном балансах рыхлого материала, что соответ-

ственно будет характеризовать следующие динамические фазы рельефообразования: фазу врезания, фазу перестилания (транзита) и фазу накопления.

Состояние изученности форм и отложений флювиального происхождения не оставляет сомнения в том, что по характеру рельефа и особенностям отложений, коррелятных его образованию, геоморфологи могут судить о динамических фазах процесса. Существуют также предпосылки для того, чтобы предполагать возможность довести наши знания о склоновых процессах, формах и отложениях до аналогичного уровня. Имеются уже и первые попытки исследований в этом направлении, например, З. М. Хворостовой (1971), Э. Э. Титова (1971).

Разработка теоретических основ системной ориентации в геоморфологии должна опираться на результаты, полученные при развитии упомянутых направлений, привести их в научную систему, отвечающую современному уровню знаний, включая понятийные и конструктивные элементы кибернетики.

Элементы новизны, связанные с системной ориентацией. Одним из наиболее существенных отличий системной ориентации в геоморфологии, вероятно, можно считать употребление приема расчленения геоморфологического объекта на иерархические уровни, соединенные связями управления. Выбор признаков, по которым должны вычленяться уровни и устанавливаться объемы этих уровней, является первоочередной задачей системных геоморфологических исследований. Нужны не случайные, а существенные признаки, не производные, а определяющие, от которых зависит набор и степень проявления других признаков, которые будут раскрывать межкомпонентные и межкомплексные связи, а также связи управления между иерархическими уровнями. Поскольку речь идет о предсказании поведения системы, такие признаки должны также характеризовать главный механизм, определяющий развитие системы, энергетические основы ее эволюции.

Если вскрывать самые общие пружины развития географической оболочки, то нужно рассматривать это развитие как результат непрерывного обмена веществом и энергией между компонентами и природными комплексами географической среды. На это обстоятельство обращал особое внимание А. А. Григорьев (1952). Развитие географической оболочки происходит лишь потому, что вещество и энергия в ее пределах распределены неравномерно; их взаимные превращения и перемещения вызваны стремлением природы к достижению квазиравновесного состояния. Учитывая высказанные соображения, можно предположить, что основной критерий вычленения и динамической характеристики природных комплексов должен опираться на показатели, характеризующие главным образом количество вещества и энергии, содержащихся в комплексе. Определение такого показателя связано с рассмотрением самых глубоких вопросов географии и геологии, поскольку оно касается исследования взаимных переходов друг в друга твердой, жидкой и газообразной фаз географической оболочки, сопровождающихся обменом энергии и преобразованием одних ее видов в другие.

Очевидно, что эти исследования лежат в сфере интересов геофизики и геохимии природных систем. Однако учет лишь этих двух превращений даст одностороннюю характеристику изучаемого объекта, полное представление о динамических свойствах которого можно получить только при привлечении знаний о взаимопереходах между неорганическими и биологическими компонентами географической среды. На повестку дня станут вопросы изучения таких превращений и накоплений энергии и вещества, которые связаны с переработкой солнечной энергии в результате фотосинтеза и преобразований в почве, происходящих под влиянием микроорганизмов и ферментов (высокомолекулярных

белковых катализаторов), способных увеличить скорости реакций в почвообразующих породах в десятки раз. Без привлечения исследований в области биохимии, биологии и почвоведения, направленных специально на раскрытие динамических свойств географических комплексов, вряд ли возможно вполне удовлетворительно справиться с решением задач предсказания реакции географической среды на вмешательство человека.

Раскрытие механизма взаимного проникновения друг в друга геофизических, геохимических и биологических процессов, результатом которого является жизнедеятельность геоморфологических систем, сначала должно производиться, вероятно, отдельно для каждого иерархического уровня; при этом принимается предположение, что в пределах каждого уровня происходит обмен веществом и энергией, свойственный только для объема этого уровня. В таком случае задачи выделения объемов уровней и определения процессов обмена веществом и энергией внутри них тесно переплетаются.

Попробуем определить объем того иерархического уровня, который составлен из элементов, непосредственно отвечающих за состояние территориально-природных комплексов при проведении в их пределах мелиоративных мероприятий. Последние, направлены обычно на изменение таких показателей, как количество влаги в почвах и на земной поверхности, качество почв и растительного покрова на них. Однако от перечисленных свойств зависят качественные и количественные особенности как площадной, так и линейной денудации. Изучение динамики комплексов и составление прогнозов их поведения невозможно без учета закономерностей жизнедеятельности того объема географической оболочки, который подвержен физическим и химическим перемещениям вещества в результате проявления таких, например, процессов, как дезинтеграция коренных пород при физическом и химическом выветривании, почвообразование, деятельность грунтовых вод, поверхностный сток и перенос твердых осадков водотоками, плоскостное перемещение обломочного материала (обвалы, осыпи, медленное сползание рыхлых масс в виде крипа и десерпции, солифлюкция, делювиальный смыв), переотложение рыхлого материала ветром, многообразные результаты жизнедеятельности органической составляющей ландшафта.

Верхняя граница этого объема представлена земной поверхностью, несущей на себе географический ландшафт. Вопрос об установлении нижней границы очень сложен. Можно предложить поместить нижнюю границу объема интересующего нас иерархического уровня у подошвы почв, над ненарушенным слоем материнской породы. Часть географической оболочки, залегающая выше этой границы, охвачена почвообразовательным процессом во всем многообразии его проявления (химические, физические и биологические превращения, включающие разложение, синтез и перемещение вещества).

В местах, лишенных зрелого почвенного покрова, такая граница, по-видимому, должна располагаться в пределах перехода элювиальных образований в подстилающие коренные породы. Выше нее имеют место процессы дезинтеграции коренных пород, переводящие их в подвижное состояние, что способствует транспортировке рыхлого материала различными экзогенными процессами.

Однако возможно, что нижняя граница объема рассматриваемого уровня должна быть опущена до глубины залегания грунтовых вод, поскольку во многих случаях режим грунтовых вод непосредственно проявляется в жизнедеятельности ландшафта.

Итак, в качестве поискового варианта можно предложить принять объем части географической оболочки, заключенный между поверхностью Земли и глубиной залегания материнских пород (или, возможно,

грунтовых вод), за иерархический уровень организации природных компонентов, от которой зависят в равной степени как хозяйственные показатели природно-территориальных комплексов, так и особенности реакции этих комплексов на вмешательство человека.

Динамические свойства приповерхностного иерархического уровня определяются физическими и химическими напряжениями, существующими внутри горных пород, участвующих в экзогенном рельефообразовании, а также в экзогенных средах, осуществляющих перенос обломочного материала. Как уже говорилось, современный уровень геоморфологии не позволяет производить количественный учет вещества и энергии, заключенных внутри автономных элементов уровня. Однако возможность определения энергетических состояний этих элементов открывается при геоморфологическом анализе, определяющем их сравнительное положение относительно состояний равновесия. В этом случае можно достигнуть определенных успехов, используя опыт учета балансов рыхлого материала.

В условиях гумидного климата элементы приповерхностного иерархического уровня будут представлены водоразделами, склонами, террасами, поймами и руслами, связанными в парагенетические единства. При принятом подходе каждое конкретное парагенетическое единство будет обусловлено единством динамической фазы рельефо- и осадкообразования. Это будут инстративные, констративные или перстративные геоморфологические комплексы. Каждый из таких комплексов представит основу для развития соответствующих наборов географических ландшафтов.

Однако необходимо напомнить, что изучение балансов рыхлого материала, находящееся даже на самых ранних стадиях, потребует анализа всех многочисленных уже упомянутых факторов, участвующих в формировании природных комплексов. И в самом деле, стоит, например, начать изучать интенсивность денудации в каждом конкретном случае, как потребуется знать влияние на нее количества атмосферных осадков, испарения, способности подстилающих пород к инфильтрации, типов подземного и поверхностного стоков, валового увлажнения обломочного чехла, механического состава обломочного чехла, степени насыщенности его коллоидами, степени устойчивости подстилающих пород при местных температурных и водных режимах, микро- и мезоструктуры геологических тел, степени развития почвенного покрова, биологической составляющей геоморфологического комплекса, местных уклонов рельефа и других компонентов природы.

Нужно сказать, что при проведении перечисленных анализов геоморфологи столкнутся не только со знакомыми и удовлетворительно разработанными приемами, но также с исследованиями, которые редко проводились до сих пор и методика которых должна разрабатываться почти с нуля. Речь идет об изучении зависимости формирования рельефа от процессов, совершающихся в почвах, и о биологической составляющей в энергетике рельефообразования. Между тем эти факторы могут играть регулируемую роль в создании динамических свойств геоморфологических комплексов, на что обратил внимание И. П. Герасимов (1970).

Пока еще не существует сколько-нибудь определенных представлений относительно объема вышестоящих иерархических уровней. В качестве первого приближения можно, например, рассмотреть следующий иерархический ряд уровней автономных систем.

I. Начальный уровень, состоящий из геоморфологических систем, элементы которых представлены генетически разнородными формами рельефа, объединенными единством парагенеза. В гумидном климате, например, системы этого уровня состоят из вершин, склонов и речных форм, непосредственно прилегающих к этим склонам.

II. Приповерхностный уровень, состоящий из геоморфологических систем, выделенных по одинаково направленным и сходным по интенсивности проявлениям рельефообразования, обусловленным близкими значениями баланса рыхлого материала. Элементы (системы) этого уровня представлены суммой систем начального уровня. Представителями систем приповерхностного уровня являются, например, отдельные горные группы и массивы, а также отдельные межгорные впадины.

III. Промежуточный уровень, составленный геоморфологическими системами, выделенными на основании одинаковой направленности рельефообразования (интенсивность рельефообразования внутри системы может меняться от участка к участку). Примерами систем промежуточного уровня могут служить горные хребты, нагорья, межгорные равнины.

IV. Уровень, состоящий из геоморфологических систем, в которые должны входить участки, различающиеся по направленности рельефообразования. Как представляется, системы этого иерархического уровня можно соотносить с геоморфологическими формациями Н. А. Флоренсова (1964, 1971, 1976). По-видимому, было бы целесообразным назвать этот уровень формационным. В качестве примеров этих геоморфологических категорий Н. А. Флоренсов приводит рифтовую формацию и формацию островных дуг и глубоководных желобов. Понятно, что элементы этого уровня будут представлены геоморфологическими системами, относящимися к рангу горных стран и крупных равнин.

Остановим прослеживание на этом уровне, имея в виду, что, увеличивая ранги систем, можно дойти до объединяющего уровня, геоморфологические системы которого представлены материками и океанами, а в конце до уровня планетного организма «Земля».

Определение объемов III, IV и вышестоящих уровней потребует специальных исследований, сейчас выскажем лишь такие предположения: верхние границы этих объемов должны проходить в газовой оболочке Земли, где формируются локальные и глобальные климаты планеты; нижние границы по мере перехода ко все более высоким уровням должны опускаться на все большую глубину от земной поверхности. Это предположение основывается на данных геофизических исследований, свидетельствующих о несомненной сложной связи рельефа с внутренним строением земной коры, с положением границы Мохора и физическим состоянием верхов верхней мантии.

Обеспечение условий сохранения Земли как планеты осуществляется с помощью упорядоченного (управляемого) функционирования систем всех иерархических уровней. Здесь под функцией понимается выполнение элементами системы такой работы, которая способствует сохранению системы как организованного целого. Такое употребление понятия стоит близко к значению, придаваемому ему в физиологии, и отличается от того понятия «функции», которое часто используется в геоморфологии для выражения зависимости между переменными величинами, близкой к математическому смыслу (таково, например, употребление этого понятия в дэвисовской формуле «рельеф есть функция структуры процесса и времени»). Раскрытие функциональных связей при системной ориентации приобретает главный смысл. Исследования причинно-следственных, генетических, пространственных и временных зависимостей выполняют при этом подходе вспомогательную роль.

Поскольку функциональные связи в геолого-геоморфологических процессах осуществляются в основном в результате обмена веществом и энергией, выделение вышестоящих систем должно также основываться на признаках, указывающих на интенсивность и направленность обмена, генетическая же сущность процессов, осуществляющих обмен, отступает на второй план.

Классификацию более высоких уровней рационально основывать также на балансовых характеристиках, только члены балансовых уравнений для каждого уровня будут разными. Определение этих членов — ответственная и очень трудная задача. Вероятно, для иерархического уровня, представленного географической оболочкой, необходимо оперировать понятиями, введенными в балансовую характеристику в уже цитированной работе А. А. Григорьева. Это, с одной стороны, влияние космоса, прежде всего солнечной радиации, с другой — воздействие на географическую оболочку подкорковых масс. Для определения членов балансовых уравнений иерархических уровней, расположенных между географической оболочкой и приповерхностным уровнем, по-видимому, может послужить развитие идеи О. В. Кашменской (1971, 1973, 1976) о балансах вещества и энергии в земной коре. При выходе с каждого более низкого уровня на соседний более высокий, вероятно, придется охватывать все более глубокие области земной коры (Хворостова, 1973).

Основная сущность геоморфологического вклада в изучение проблемы мелиорации земель и ближайшие задачи системного изучения геоморфологических комплексов. Динамические характеристики геоморфологических комплексов, представляющих элементы приповерхностного иерархического уровня, связаны с энергетическими состояниями ландшафтов, венчающих эти комплексы. Эти связи регулируют «быстротечные» («сиюминутные») изменения геоморфологических комплексов и ландшафтов. Именно они подвержены видоизменению при техногенных нагрузках на ландшафт.

Все элементы, составляющие приповерхностный иерархический уровень, внутренняя целостность которых определяется балансом рыхлого материала, находятся между собой в координационных отношениях и зависимостях. Качественная суть отдельных элементов, а также количественные сочетания их наборов в приповерхностном уровне зависят от спонтанного (самопроизвольного) развития охватываемой системы (системы более высокого иерархического уровня). Отношения между иерархическими уровнями выражаются в связях управления.

Раскрытие механизма управления — одна из важнейших задач при исследовании возможности проведения агротехнических мероприятий, однако автору еще не случилось встретить опыт геоморфологического исследования, посвященного этому вопросу. Между тем представляется, что именно спонтанные тенденции развития геоморфологических комплексов являются ответственными за то, насколько устойчивы качественные и количественные характеристики элементов, входящих в более низкий иерархический уровень. Следовательно, от динамических свойств более высокого уровня и от характера «приказов», поступающих от него в более низкий уровень, будет зависеть, насколько возможно самовозрождение природного комплекса при проведении на нем агротехнических мероприятий, насколько опасно усилить или ослабить определенные компоненты природы, играющие в жизни интересующих нас комплексов определяющую роль.

Ввиду того, что от энергетического состояния системы более высокого иерархического уровня зависят направленность, интенсивность и формообразующее действие процессов в системах более низкого уровня, решение задач по прогнозированию поведения природной среды потребует определить не только потенциальные энергетические характеристики каждого уровня в пределах определенных участков планеты, но также выяснить, каким образом происходит управление нижних уровней более высокими. Приближению к пониманию этого вопроса поможет изучение прямых и обратных связей в рельефообразовании, решение вопросов передачи информации.

Очевидно, что для решения подобных вопросов необходимо сопоставление балансовых характеристик с особенностями обратных связей

между системами различных иерархических уровней. Несомненно также, что обмен веществом и энергией регулируется с помощью превращений, происходящих в определенных слоях земной коры, подверженных воздействию атмо- и биосферы с их зональными характеристиками. Одной из главных деталей механизма, с помощью которого осуществляется регулирование обмена веществом и энергией, является рельеф земной поверхности.

Этим и определяется место геоморфологии в решении поставленных задач. Значение геоморфологии усиливается тем, что предмет ее изучения требует заинтересованности в равной степени как в географических, так и в геологических закономерностях строения участков земной поверхности. При системной ориентации геоморфология, по-видимому, станет связующим звеном между географией и геологией, между геофизикой «от географии» и геофизикой «от геологии». Такая особенность геоморфологии может вывести ее на главную роль в исследовании спонтанных тенденций развития природно-территориальных комплексов.

Такова общая схема гипотезы, на основании которой следует, как нам кажется, начинать сбор эмпирического материала для получения прогнозных характеристик поведения природных комплексов. Нет сомнения, что последующие исследования внесут в нее большие дополнения и коррективы. Вероятно, понадобится длительное время, чтобы привыкнуть к новому образу систематизации накопленного материала, значительные содружеские усилия географов, геологов, тектонистов, геофизиков и специалистов общей теории систем, прежде чем удастся разработать стройную гипотезу саморегуляции природных комплексов.

Предварительное обсуждение гипотезы оправдано хотя бы уже потому, что в соответствии с изложенными построениями намечаются начальные этапы работы. Назовем наиболее очевидные из них: 1) установление надежных признаков геоморфологических систем начального иерархического уровня; 2) картирование этих систем; 3) определение отношения этих систем к однопорядковым неотектоническим и геологическим структурам; 4) установление степени наследования системами направленности развития от более древних эпох; 5) определение состава и особенностей систем более высоких иерархических уровней; 6) приближение к выяснению связей управления между системами различных уровней.

ЛИТЕРАТУРА

- Арманд А. Д. Природные комплексы как саморегулирующиеся информационные системы.— *Изв. АН СССР. Серия геогр.*, 1966, № 2.
- Арманд Д. Л. О реальности ландшафта. Проблемы методики ландшафтных исследований. М., 1968.
- Герасимов И. П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования.— В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., «Наука», 1970.
- Григорьев А. А. Проблема взаимодействия веществ и энергии в литосфере, гидросфере и атмосфере и ее значение в общей теории физической географии.— *Изв. АН СССР. Серия геогр.*, 1952, № 4.
- Григорьев А. А. Современное состояние теории географической зональности.— В кн.: Советская география. Итоги и задачи. М., Географгиз, 1960.
- Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Избр. соч. М., 1949.
- Исаченко А. Г. Теоретические основы прикладного ландшафтоведения.— *Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока*, 1975, вып. 48.
- Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). М., «Наука», 1972.
- Кашменская О. В. Поверхности выравнивания горных стран в связи с некоторыми современными проблемами геоморфологии.— В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971.

- Кашменская О. В. О геоморфологическом формационном анализе горного рельефа.— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, 1973.
- Кашменская О. В. Поверхности выравнивания как часть горной геоморфологической системы.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. II. М., «Наука», 1976.
- Крауклис А. А. Представление о динамике в теории геосистем.— «Докл. Ин-та геогр. Сибири и Дальнего Востока», 1975, вып. 48.
- Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений.— «Землеведение», 1948, т. 2 (42).
- Ламакин В. В. О динамической классификации речных отложений.— «Землеведение», 1950, т. 3 (43).
- Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Госгеографиздат, 1948.
- Пенк В. Морфологический анализ. М., Географиз, 1961.
- Пиотровский М. В. Проблемы формирования педиментов.— В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964.
- Преображенский В. С. Беседы о современной физической географии. М., «Наука», 1972.
- Преображенский В. С. Междисциплинарные исследования территориальных систем и моделирование.— В кн.: Системные исследования природы. Вопросы геогр. Сб. 104. М., «Мысль», 1977.
- Солнцев В. Н. О трудностях внедрения системного подхода в физическую географию.— В кн.: Системные исследования природы. Вопросы геогр. Сб. 104. М., «Мысль», 1977.
- Сочава В. Б. Системная парадигма в географии.— «Изв. Всес. геогр. об-ва», 1973, т. 105, вып. 5.
- Титов Э. Э. Строение и развитие склонов гор Северо-Востока СССР. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Флоренсов Н. А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 10.
- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях.— «Геоморфология», 1971, № 2.
- Флоренсов Н. А. Геоморфологические формации.— В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М., «Наука», 1976.
- Хворостова З. М. Основные аспекты проблемы педимента.— В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Хворостова З. М. Формационный геоморфологический анализ Верхояно-Колымской области.— В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, 1973.
- Хворостова З. М. О классификации рельефа при системном подходе в геоморфологическом картировании.— В кн.: Проблемы геоморфологического картирования. Л., 1975.
- Хворостова З. М. О системном подходе к изучению геоморфологических формаций.— В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск, «Наука», 1976а.
- Хворостова З. М. Склоновые процессы и механизм образования поверхностей выравнивания.— В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования. Кн. II. М., «Наука», 1976б.

*Б. А. Боявленский, Е. Н. Дибцев, Ю. П. Михайлов,
Л. В. Попов, А. П. Шведов*

КОМПЛЕКСНОЕ АЭРОВИЗУАЛЬНОЕ ОБСЛЕДОВАНИЕ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В задачи ландшафтного и геоморфологического исследования севера Западной Сибири в данном аэровизуальном маршруте входило:

1. Выделение крупных геоморфологических и ландшафтных категорий и единиц районирования: морфологически и генетически различных низменностей и равнин, орографических элементов, зональных типов почвенного и растительного покрова, их аazonально-интразональных вариантов, а также природных территориальных комплексов — ландшафтов, округов, областей, зон и подзон.

2. Выявление диагностических признаков каждой из вышеперечисленных единиц и категорий.

3. Установление морфологической структуры ландшафтов севера Западно-Сибирской равнины.

Вопросы специальных эконом-географических исследований с воздуха изучены еще слабо. Необходимо привлечение аэрометодов, и здесь возможности достаточно велики. Особенно это относится к слабо изученным и малонаселенным районам. Наше обследование полностью это подтвердило.

Аэровизуальные наблюдения должны были помочь ответить на следующие вопросы:

1. Как используются хозяйством территория и естественные ресурсы северных районов Западной Сибири.

2. Как размещено население на обследуемой территории, в частности населенные пункты; какова их приуроченность к природным комплексам и связь с окружающей их природой и хозяйственной средой.

Кроме того, нужно было выяснить размещение, современное состояние и использование земельных угодий в сельском и лесном хозяй-

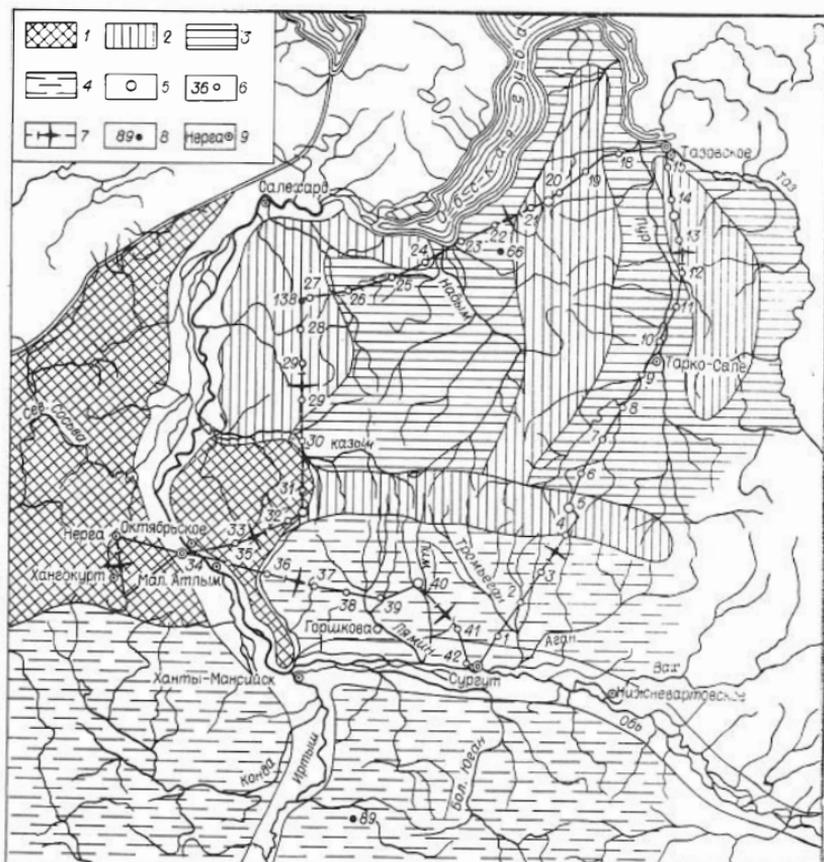


Рис. 1. Типы поверхностей севера Западно-Сибирской равнины и схема маршрута облета.

1 — возвышенные расчлененные аккумулятивно-денудационные равнины; 2 — возвышенные слабо расчлененные денудационно-аккумулятивные равнины; 3 — террасированные плоские низинные равнины; 4 — плоские низменности (аллювиально-озерные); 5 — внеэрозионные посадки; 6 — контрольные точки маршрута и их номера; 7 — трасса маршрута; 8 — абс. высоты поверхности; 9 — населенные пункты.

ствах и дать общую хозяйственную оценку условий на основе комплексных наблюдений частных специалистов.

Маршрутом были пересечены территории, наименее изученные и вместе с тем наиболее интересные в связи с первоочередностью их хозяйственного освоения. Схема маршрута приведена на рис. 1. Полученные результаты представилось удобным излагать по отрезкам маршрута, границы которых не всегда совпадают с рубежами природных регионов.

ПРИБОБСКАЯ ДРЕНИРОВАННАЯ ПОЛОСА И Г. СУРГУТ

Поверхность дренированной придолинной полосы, на которой расположен Сургут, представлена I и краевой частью II надпойменных террас Оби. Это плоские участки, изрезанные в прирвовочных частях негустой овражно-балочной сетью. Склоны террас обычно пологие. В пределах этой полосы расположены долины нижнего течения крупных притоков и серия долин мелких притоков Оби.

Как показали выполненные ранее наземные исследования, I и II надпойменные террасы долины Оби сложены пылеватыми слоистыми супесями и песками. На слоистых супесях I террасы формируются средне- и сильноподзолистые, в той или иной мере оглеенные обычно среднемощные почвы с остаточной слоистостью профиля и наличием местами погребенного гумусового горизонта. На II террасе супесчаные почвы уже не имеют признаков остаточной пойменности, несколько сильнее оподзолены (обычно сильноподзолистые) и оглеены. В краевой части дренированных участков наблюдаются серии почв, представляющих собой переходы от подзолистых к торфяно-глеевым и торфяным.

Песчаные почвы I надпойменной террасы различны по своему генезису. На дренированных участках отмечаются разные стадии оподзоливания — от начальных, морфологически выраженных весьма слабо (в местах, где пески закреплены растительностью сравнительно недавно, что видно по хорошо выраженному эоловому микрорельефу) до сильноподзолистых в местах с выровненным микрорельефом.

На десчаных отложениях II террасы распространены среднемощные песчаные подзолы. Полигональность в них выражена слабо, и потому микрокомплексность подзолов различной мощности проявляется нерезко и неповсеместно. В пределах зоны капиллярной каймы болотных вод на песчаных гривах формируются железисто-гумусовые подзолы, переходящие ниже по склону в торфянисто-подзолисто-глеевые, а затем в торфяно-глеевые почвы.

На выровненных участках с песчаными почвами II надпойменной террасы распространены стадии поверхностного заболачивания железисто-гумусовых подзолов. Они представлены специфичными торфянисто-глеевыми и торфяно-глеевыми подзолами, переходящими затем в торфяно-глеевые почвы с реликтовым орштейном. Будучи лишь поверхностно заболочены, эти почвы легко поддаются осушению. Удаление слоя торфа при частичном перемешивании его с верхним минеральным горизонтом и нарушение орштейна делают возможной распашку этих почв под посадки картофеля, который при соответствующем уходе дает здесь неплохие урожаи.

Придолинная дренированная полоса имеет сравнительно высокую лесистость. Распространены ягодниковые сосняки IV класса бонитета, в травяно-кустарничковом ярусе которых преобладает брусника с примесью майника, линнеи и багульника. Сосняки-черничники III класса бонитета встречаются значительно реже и занимают участки с супесчаными почвами. Вблизи населенных пунктов сосняки уступают место

березнякам и смешанным березово-сосновым лесам. Березняки занимают большие площади и вдали от населенных пунктов. Леса с преобладанием или значительным участием березы имеют более разнообразный покров; кроме указанных кустарничков, в них много костяники, герани, осок, вейников, нередко встречается бор развесистый, звездчатки, борец, марьянник лесной. Далее от реки встречаются кедровники — зеленомошники III и IV классов бонитета, наземный покров которых различен в зависимости от возраста древостоя, сомкнутости крон и состава сопутствующих кедру пород. Только в долинах рек встречаются небольшие участки травяных и кустарничково-травяных кедровников с примесью ели. По краям болот наблюдаются серии переходов от мезофильных ягодниковых кустарничково-зеленомошных лесов к болотам через разреженные кедровники черично-багульниковые V класса бонитета, багульниковые и кассандрово-багульниковые Va и Vб классов бонитета и кедровые или сосновые яры.

Болот в придолинной полосе мало, и они невелики по площади. Олиготрофные кустарничково-сфагновые слабовыпуклые болота формируются в небольших пологих впадинах и имеют в срединной части слабо выраженный грядово-мочажинный микрорельеф. По их периферии хорошо видны зоны повышенного увлажнения, чередующиеся с сосновыми и березово-сосновыми ярами. Местами встречаются плоские болота с хорошо развитым покровом из осок и пушицы. Только в долинах рек обычно узкие ленты переходных травяных болот, представляющих собой различные стадии зарастания стариц. Накопление в них органогенных горизонтов происходит медленно, поэтому сколь угодно мощных слоев торфа переходных болот в долинах рек, впрочем, как и в долине Оби, не встречается. Евтрофные болота здесь не образуются. Старицы зарастают лишь с краев и весьма медленно. Заболачиваются они по переходному типу после обмеления в результате заноса аллювием.

Леса долин рек и ручьев фрагментарны. Более или менее постоянный породный состав выдерживается только на прирусловых валах. Обычно здесь кедровники со значительной примесью ели и лиственных пород. Иногда преобладание переходит к ели. На террасах долин рек и ручьев участки леса чередуются с болотами. По бровкам террас произрастают сосняки ягельниковые. Состав наземного покрова фрагментарных долинных лесов проследить с самолета трудно. Участки зеленомошных сосняков и кедровников чередуются здесь с крупнотравными ельниками и осоковыми или крупнотравными березняками. В нарастающих участках меандр обычно ивняки, сменяющиеся затем березняками и ельниками. Заросли черемухи встречаются лишь местами, преимущественно в приустьевых частях долин рек, и занимают незначительную площадь.

Среди ивняков в излучинах рек имеются небольшие осоковые и крупнотравные луга, являющиеся продолжением (как бы ответвлением) лугов обской поймы. Разнотравные луга встречаются в виде узких лент по дренированным бровкам высоких пойменных террас. Вне пределов влияния высоких паводков Оби луга в долинах ее притоков редки и незначительны по площади.

В целом среднетаежная растительность занимает в правобережье Оби узкую полосу и только при впадении р. Лямин продвигается к северу на 25—30 км.

СУРГУТСКАЯ НИЗИНА

Неширокая придолинная дренированная полоса вскоре сменяется сильнозаболоченной Сургутской низиной. Она сложена ледниковыми, озерно-ледниковыми и аллювиальными супесями и песками, нередко с

включением слабо окатанной гальки преимущественно кислого минералогического состава и небольших валунов. Выровненная ее поверхность слабо наклонена к югу. В связи с малым уклоном поверхности и небольшим превышением над уровнем Оби сток оказывается очень затруднительным, особенно в северной части низины.

Все протекающие здесь реки являются правыми притоками Оби; они имеют малые уклоны русел и небольшой врез, лишь в нижнем течении достигающий 10 м, а в местах подмывания морен увеличивается до 20—25 м. В верхнем течении рек урез меженного уровня отличается от средних высот междуречий не более чем на 3—5 м.

С самолета хорошо видна общая смена ландшафтов этой плоской низины. Вблизи относительно крупных рек имеются неширокие дренажные покрытые лесом полосы. Их ширина не превышает в общем 0,5—1 км и лишь на моренах, называемых здесь «материками», увеличивается до 5—6 км. В верхнем течении рек и у ручьев ширина этих полос не превышает нескольких десятков метров.

По мере удаления от долин рек к водоразделам леса сменяются болотами через неширокие полосы рямов, за которыми следуют поросшие одиночными деревьями грядово-мочажинные болота. Ширина полос таких болот редко превышает 1—1,5 км. Остальную часть междуречий занимают озерково-болотные комплексы, среди которых затем появляются озера. В срединных частях междуречий количество озер увеличивается, равно как и их размеры. Озера до 5—8 км в поперечнике разделены здесь узкими перешейками в виде песчаных грив высотой 1—5 м при ширине около 10—15 м или мелкими грядово-мочажинными болотами.

Срединные части некоторых широких междуречий представляют собой сочетание крупных озер с узкими перемычками между ними, в связи с чем территория имеет вид почти сплошного водоема.

Все большие и малые озера Сургутской низины, насколько можно судить по внешним признакам, представляют собой мелкие дистрофные водоемы, почти лишенные ихтиофауны и высшей растительности. Вода этих озер довольно темной окраски, насыщена органическими соединениями, но бедна кислородом и минеральными солями.

Эти озера обычно связаны между собой открытыми с поверхности или замаскированными сплавниной протоками. Граничащие с ними озерково-болотные комплексы имеют также связанные между собой мелкие и относительно более крупные водоемы, среди которых берут начало водотоки. Истоки ручьев отыскать здесь практически невозможно, так как сперва водоток представляет собой цепь полупроточных озерков и лишь позднее имеет выраженное русло. Это происходит на границе озерковых комплексов с грядово-мочажинными болотами. Водотоки здесь имеют ширину не менее 1 м и обрывистые сложенные торфом берега. Они нередко довольно сильно меандрируют, но не имеют выраженных долин, так как при незначительном уклоне не размывают своего дна.

Эти ручьи оказывают дренажное влияние на прилежащие площади. Ширина относительно дренированной водотоком полосы соответствует его размеру и глубине вреза и приблизительно в 100 раз превышает ширину его русла.

Сильная обводненность территории и резкое преобладание песчаных отложений обуславливают широкое распространение гидроморфных почв и песчаных подзолов с многочисленными переходами между ними. На высоких песчаных гривах среди болот и на песках в приречных дренированных полосах формируются среднечастотные и местами мощные песчаные подзолы. На участках, поднятых над уровнем болотных вод не более 2,5—3 м, формируются железисто-гумусовые подзолы. Ниже по склону они сменяются последовательно торфянисто-гле-

евыми железисто-гумусовыми подзолами, торфяно-глеевыми почвами и далее торфяниками.

На минерально-торфяных грядах болот формируются своеобразные торфяные почвы, верхняя часть торфяного горизонта которых находится вне капиллярной каймы болотной верховодки, увлажняется только осадками и потому имеет очень неустойчивый водный режим. В этих условиях могут произрастать только лишайники — происходит не нарастание, а разрушение торфяного горизонта с поверхности.

Супесчаные отложения встречаются здесь преимущественно в долинах рек и на моренной возвышенности в правобережье р. Лямин. Водораздельные супесчаные почвы сильно оподзолены и образуют комплексы сильноподзолистых маломощных и среднемощных почв с маломощными подзолами.

Аллювиальные почвы поймы независимо от механического состава имеют хорошо выраженный глеевый горизонт и нерасчлененную верхнюю часть профиля. Слоистость их выражена обычно нерезко, а погребенные органогенные горизонты встречаются сравнительно редко.

Почвы I надпойменной террасы имеют слабо заметную остаточную слоистость, подзолистый и иллювиальный горизонты разной степени выраженности (обычно не более средней) и четкий глеевый горизонт. Песчаные почвы надпоймы не имеют остаточной аллювиальности и представлены среднеподзолистыми в той или иной степени оглеенными разностями. Надпойменная терраса II обычно очень постепенно переходит в междуречье. Почвенный ее покров не отличается от указанного для междуречий, за тем лишь исключением, что вблизи рек преобладают подзолистые, а не гидроморфные почвы.

Растительный покров болот Сургутской низины довольно однообразен. На микроповышениях (грядах, криогенных буграх) доминируют олиготрофные кустарнички, а на севере нередко встречается карликовая береза. Мохово-лишайниковый ярус существенно меняется от вершин микроповышений, где он образован преимущественно кустистыми лишайниками, к подножию, сплошь покрытому сфагновыми мхами. Микропонижения заняты водоемами с незначительным количеством водных растений или топяными группировками с преобладанием вахты и осок. Выровненные поверхности по краям болотных массивов имеют редкий ярус из осок с примесью шейкериц, пушицы, местами хвоща топяного. Моховой покров сплошной из сфагнов. В таких местах обычны группы березы пушистой и, реже, кедра или сосны. На севере Сургутской низины обычно встречается низкорослая лиственница сибирская. На сфагновых болотах много клюквы и роснянки.

Низинных болот здесь почти нет; они представлены лишь заболочивающимися частями недавно образовавшихся стариц. В пойме встречаются небольшие участки переходных болот (главным образом стариц, находящихся на различных стадиях заиления и зарастания).

Леса в пределах Сургутской низины произрастают в долинах рек, на песчаных гривах и отчасти на прилежащих к рекам дренированных частях междуречий. Занимают они менее 10% площади региона. Преобладают здесь северотаежные сосняки-брусничники V класса бонитета, лишайниково-брусничные Va класса бонитета, бруснично-багульниковые Vb класса бонитета и кедровники бруснично-черничные IV класса бонитета. На песчаных отложениях речных террас и песчаных грядах среди болот произрастают сосняки лишайниковые Va и Vb классов бонитета, переходящие в сосновые ягельниковые редины.

Северотаежные леса отличаются от аналогичных среднетаежных по характеристикам древесного яруса и составу наземного покрова. Правда, повсеместно здесь распространены зеленомошно-кустарничковые леса, но состав нижних ярусов растительности в них различен. В среднетаежных кедровниках спутниками черники служат ятрышник,

щитовник Линнея, щитовник остистый, майник, марьянник лесной, косяника, грушанка круглолистная, золотая розга и другие, включая даже любку двулистную. В северотаежных кедровниках черника встречается в меньшем количестве, редкими становятся гудайера и ятрышник, косяника в значительной степени замещены княжинойкой.

Обычными спутниками брусники в среднетаежных сосняках следует считать майник двулистный, грушанку круглолистную, щитовник Линнея, овсяницу и кошачью лапку. В северотаежных сосняках основным, а нередко и единственным спутником брусники становится шикша, а зеленые мхи замещаются лишайниками.

Породный состав лесов в различных частях Сургутской низины неодинаков. Преобладание сосняков сильнее выражено в западной и северо-западной частях региона. В южной его части сосняки преобладают не столь резко, так как там немало кедровых и смешанных лесов.

На севере Сургутской низины значительная часть покрытой лесом площади приходится на листовенничные и темнохвойные леса с преобладанием кедра. Сосняки размещены там в основном узкими лентами вдоль рек.

Вопреки сложившимся представлениям, редколесья с покровом из ягеля распространены не только у северной границы таежной зоны. Небольшие участки таких редколесий появляются уже в 50 км севернее Сургута. Далее к северу их встречаемость и площадь занятых ими участков возрастают. Однако и в северной части Сургутской низины они остаются второстепенным элементом ландшафта.

Ягельниковые редины сургутского полесья неоднородны. На юге региона древесный ярус образует в них исключительно сосна, которая севернее сменяется лиственницей и местами кедром. Поэтому в северной части региона преобладают лиственничные и сосново-лиственничные редколесья, и только на северо-западе древесный ярус таких редины образует преимущественно сосна.

Принято считать, что на севере таежной зоны Западной Сибири распространены заболоченные леса, а на болотах обычны редколесья. В действительности заболоченные леса характерны, скорее, для южно-таежной подзоны. В среднетаежной подзоне они встречаются реже и размещены неширокими полосами на границе леса с болотом. В северотаежной подзоне заболоченных лесов очень мало, они занимают незначительную часть площади и представляют собой узкие переходные полосы между лесом и болотом. Для Сургутской низины характерно наличие на болотах отдельных деревьев (на грядах и буграх) и нешироких полос редколесий (рямов) по краям болотных массивов. В южной части региона на болотах чаще всего встречается сосна, реже береза и еще реже кедр. Севернее сосну сменяют в этих условиях кедр и лиственница.

Продуктивность и качество большинства древостоев Сургутской низины очень невысоки, так что сколько-нибудь существенного промышленного значения они иметь не будут.

НУМТОВСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Примерно в 200 км к северу от Сургута местность заметно повышается, уменьшается заболоченность, равнина становится волнистой, и после точки 4 маршрут пересекает Нумтовскую возвышенность, являющуюся частью Сибирских увалов.

Орографически Нумтовская возвышенность выражена менее отчетливо, нежели другие части Сибирских увалов, например, Кондинская возвышенность, Малососьвинский амфитеатр, Люлим-Вор и др. В месте пересечения маршрутом Нумтовская возвышенность представ-

ляет собой систему вытянутых в широтном и субширотном направлениях увалов, гряд и отдельных холмов относительной высотой 20—30 м (изредка до 50 м). Абсолютные отметки, правда, достигают 200 м и даже немного более, однако внешне увалы не производят впечатления холмистой местности, как можно было бы ожидать по литературным данным.

Южный склон Нумтовской возвышенности выражен довольно четко. С воздуха можно различить несколько эрозионных уступов к нижележащим уровням Сургутской низины.

Северный склон возвышенности более пологий. Уклоны поверхности не превышают здесь в общем 5°, причем сколько-нибудь отчетливых эрозионных уступов не наблюдалось.

Наземное обследование во время посадки на оз. Кем-То позволило определить, что поверхностные отложения Нумтовской возвышенности имеют смешанный состав. Здесь распространены псевдоледниковые и флювиогляциальные пески с включением не крупных валунов, гальки и гравия. Валуну и галька сравнительно хорошо окатаны (2—3 балла) и представлены породами уральского комплекса: гранитами, гранитоидами и кварцитами (последние господствуют — их до 70—80%).

На единой водораздельной поверхности Нумтовской возвышенности довольно часты как бы «насаженные» формы мезорельефа — отдельные холмы неправильной формы, реже гряды и цепи холмов. Пески на вершинах этих холмов нередко не закреплены растительностью и имеют выдувы со скоплениями гальки и эоловые формы микрорельефа в виде мелких ячеек, мелких гряд и пятен дефляции.

На водораздельной поверхности многочисленны также отрицательные формы мезорельефа (долинообразные вытянутые ложбины древней гидрографической сети, замкнутые и незамкнутые понижения и впадины, ложбины стока современной слабразвитой речной сети). По мере удаления от осевой части Нумтовской возвышенности слабо дренируемые поверхности получают все большее развитие и болотные ландшафты постепенно начинают занимать все большие площади. Довольно часто встречаются здесь следы древнего полигонального микрорельефа в виде слабо заметных многоугольников неправильной формы, замаскированных растительностью. На уплотненных возвышенных слабо дренированных и на низменных избыточно обводненных местоположениях обычны остаточные бугры пучения и молодые выпукло-бугристые торфяники.

Речная сеть в пределах Нумтовской возвышенности развита слабо. Небольшие водотоки унаследованы, как правило, от древней эрозионной сети шельфового ледника. Эродирующая сила современных мелких водотоков незначительна, следствием чего является невыработанность их долин. Широкие древние ложбины стока заболочены.

Выраженность мезорельефа и абсолютное преобладание песчаных отложений определяют специфику почв этого региона. На водораздельных поверхностях холмов многочисленны следы разветвления песков, но почти не встречаются формы их аккумуляции. Поэтому здесь имеются почвы с укороченным подзолистым горизонтом (в результате уноса ветром верхней его части), но не были обнаружены молодые почвы на недавно закрепленных песках.

Распространены песчаные подзолы различной мощности и эродированности. В незатронутых дефляцией местах обычны мощные и средне-мощные песчаные подзолы. Среди них пятнами размещены маломощные подзолы; иногда хорошо выраженный ортштейновый их горизонт выходит на дневную поверхность.

В образовании иллювиального горизонта песчаных подзолов немалую роль играют, видимо, криогенные процессы, приводящие к поднятню в верхние горизонты богатой солями железа болотной верхо-

водки. Во всяком случае накопление в иллювиальном горизонте железа явно превышает возможное его накопление путем оподзоливания вышележащего слоя отнюдь не богатого железом бедно-палевого песка.

На склонах песчаных холмов распространены мало-, реже средне-мощные подзолы. Местами на относительно крутых склонах встречаются смытые подзолистые почвы и сравнительно молодые песчаные почвы различной степени оподзоленности.

В нижней части склонов песчаные подзолы переходят в гумусово-железистые, которые сменяются на делювиальных шлейфах серией переходов от подзолов к торфянисто-глеевым и далее торфяным почвам, занимающим отрицательные элементы рельефа.

На выпуклых буграх, довольно обычных здесь по краям грядово-мочажинных болот, формируются своеобразные комплексы крио-гидроморфных почв. На вершинах бугров, где слой торфа не нарастает, образуются характерные торфяные мерзлотные почвы с иссушенным и уплотненным частично разрушающимся с поверхности торфяным горизонтом. На склонах бугров влажность торфяного слоя постепенно повышается, и почвы приобретают вид обычных для микроповышений болот торфяных и торфяно-глеевых. В нижней части склонов торфяные почвы граничат с органогенными накоплениями окружающих бугров мочажин.

В плоских древних долинах распространены болота, часть площади которых оказывается дренированной в связи с близостью протекающего здесь современного небольшого водотока. На этих олиготрофно-переходных болотах формируются серии гидроморфных почв, различающихся мощностью и степенью разложения торфа.

Растительность дренированных местоположений Нумтовской возвышенности сильно отличается от растительности расположенных севернее и южнее равнин.

Лесистость Нумтовской возвышенности значительно выше, чем соседних равнин. Здесь резко преобладают сосновые северо-таежные леса. Склоны увалов заняты брусничными и бруснично-лишайниковыми сосняками V и Va классов бонитета. На вершинах произрастают лишайниковые сосняки Vb класса бонитета и сосновые ягельниковые редколесья. Пониженные участки рельефа заняты багульниково-касандровыми сосняками Vb класса бонитета, переходящими затем в ряды и далее грядово-мочажинные болота. В долинах ручьев встречаются небольшие переходные осоково-сфагновые мочажин и ерники, которые замещают здесь ивняки, характерные для таких местоположений в Сургутской низине.

Болота распространены на сравнительно небольшой части площади Нумтовской возвышенности, но зато отличаются разнообразием. Здесь нет крупных болотных массивов с концентрической поясностью, нет и озерковых комплексов. Под болотами заняты плоские участки поверхности и понижения между увалами, под грядово-мочажинными олиготрофными болотами обычно с мелкой сеткой мочажин — срединные части отрицательных форм рельефа. На границе этих болот с олиготрофно-переходными болотами долин ручьев образуются цепочки выпуклых бугров, расположенных обычно в несколько рядов. Такие же, но более узкие (одно- и двухрядные) цепочки бугров встречаются по краям олиготрофно-переходных болот, там, где они граничат с рядами и ерниками.

Наиболее интересными из указанных следует считать участки бугристых болот. Приведем описание одного из них в районе оз. Кем-То. Бугристое болото расположено у подножия северного склона увала на границе долинного олиготрофно-переходного болота с рядом (по своему местоположению в комплексе бугристые болота в общем соответ-

ствуют окраинной наиболее увлажненной зоне выпуклых сфагновых болот южно- и среднетаежной подзон). Бугры высотой 1,5—2 м почти примыкают один к другому и образуют серповидно-изогнутую двухрядную цепочку длиной 250—300 м. По другую сторону долинного болота на расстоянии около 200—300 м протянулась вторая аналогичная цепочка выпуклых бугров. Рядом с буграми — сильно обводненные мочажины.

Описанный бугор имел высоту около 2 м при диаметре до 25 м. Вершина бугра выпуклая с небольшой ямкой посредине. Мощность торфа более 1 м, мерзлый слой торфа на вершине залегал на глубине 40 см. На вершине растут кустистые лишайники, покрывающие около половины площади, отдельные куртины карликовой березы, багульника и брусники.

На вершине встречаются лишённые растительности пятна выветривающегося с поверхности торфа. По склонам бугра растут одиночные чахлые сосенки высотой не более 1 м и одинокие березы. На склонах и вершине встречаются разобщенные куртины карликовой березы. Травяно-кустарничковый покров приурочен в основном к склонам бугра. В нижней части склонов произрастает сфагново-багульниково-кассандровая группировка; в средней части склона сфагнума меньше; там преобладают морощка, багульник, подбел, клюква, кассандра и шикша.

Бугор окружает мочажина с покровом из сфагнума и осок с при­месью пушицы, вахты и местами сабельника болотного.

Среди увалистых форм рельефа Нумтовской возвышенности местами встречаются сравнительно небольшие озера. Они имеют глубину всего 1—3 м. Склоны озерных котловин хорошо дренированы, песчаные берега часто подходят к урезу воды (в Сургутской низине берега озер образованы обычно торфом). Многие озера Нумтовской возвышенности должны быть отнесены к мезотрофному, а некоторые — к евтрофному типу, так как в их питании, по-видимому, заметную роль играют грунтовые воды. Во всяком случае оз. Кем-То, на которое производил посадку самолет, имело совершенно отличный от озер Сургутской низины вид. Вода в нем богата планктоном, который делал ее непрозрачной и окрашивал в зеленовато-желтый цвет.

Полоса Сибирских увалов благоприятна и для дорожного строительства. По мере хозяйственного освоения севера Западной Сибири наиболее высокую водораздельную полосу Сибирских увалов, протянувшуюся на несколько сотен километров с запада на восток, по-видимому, целесообразно будет использовать для проведения различного рода наземных коммуникаций.

ПУРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Севернее Нумтовской возвышенности маршрут пролегал над бассейном верхнего течения р. Пур. Местность здесь довольно быстро понижается, в связи с чем увеличивается заболоченность. Это Пурская низменность, охватывающая большую часть бассейна этой реки и граничащая в ее правобережье с Пурскими увалами.

На рассматриваемой низменности широко распространены аккумулятивные поверхности III и IV уровней и эрозионно-аккумулятивные надпойменные террасы Пура I и II уровней.

Самый высокий IV уровень высотой 60—70 м представляет собой возвышенную средне- и слабоденированную плоскую равнину, сложенную супесями и песками с включением гальки. Изредка пески фациально замещаются валунными суглинками, что сказывается на составе растительности.

По характеру и степени дренированности поверхности отчетливо различаются относительно дренированные и плоские равнины. Слабо- и среднедренированные равнины развиты преимущественно на границе с Сибирскими увалами, а также занимают наиболее возвышенные территории в среднем течении Пура. Это, как правило, пологоволнистые равнины, иногда пологохолмистые. Уклоны поверхности не превышают 5°. Руслу крупных рек врезаны на 25—30, а малых — на 10—15 м.

В пределах этих равнин развиты следующие типы рельефа: а) выпуклые водоразделы, б) среднедренированные наклонные поверхности, в) низменные уплощенные части склонов.

На приосевых наиболее возвышенных участках выпуклых водоразделов различаются: а) пологие увалы, б) невысокие пологосклонные холмы и их группы, в) слабоогнутые понижения между холмами, г) ложбины стока древней гидрографической сети.

На дренированных и слабодренированных плоских поверхностях повсеместно прослеживается полигональный микрорельеф. На юге (в бассейне верхнего течения Пура) он представлен остаточными жильно-полигональными формами (Баулин, 1962, 1966); на севере (в среднем и нижнем течении Пура) широко развиты и остаточные, и молодые жильно-полигональные формы. Остаточно-полигональный микрорельеф неодинаков на разных отложениях. На минеральных дренированных грунтах обычен крупноблочный и древний западинно-бугристый микрорельеф. На минеральных плохо дренированных грунтах много термокарстовых озер и остаточных термокарстовых котловин. На торфяниках встречаются выпуклые бугры и термокарстовые котловины.

На севере низменности широко развиты молодые формы полигонального микрорельефа. На дренированных участках там формируется плоскополигональный, западинно-бугристый и крупноблочный микрорельефы. На слабодренированных местоположениях развиты многочисленные термокарстовые понижения, нередко заполненные водой.

Третий уровень имеет высоты 40—50 м и морфологически представлен плоской аллювиально-озерной равниной (аналог низкой морской равнины с наложенными формами ледниковой эрозии и аккумуляции зырянского оледенения). Преобладают здесь плоские слабодренированные и потому сильно заболоченные и обводненные поверхности (болота и озера занимают свыше 80% площади). Только незначительную часть территории занимают дренированные повышения и прибрежные зоны. Встречается мезорельеф двух форм: а) валы, гривы и низкие гряды, б) замкнутые впадины и котловины. Здесь, как и на плоских равнинах IV уровня, распространены остаточные и молодые формы жильно-полигонального микрорельефа.

Несколько особняком стоят приречные надпойменные террасовые равнины. Они, как правило, сильно обводнены. Только бровки террас остаются незаболоченными.

На выровненных поверхностях Пурской низменности распространены комплексы гидроморфных почв с подзолисто-глеевыми. На положительных формах рельефа, сложенных песчаными наносами, формируются песчаные среднemocные подзолы, иллювиальный горизонт которых хорошо выраженные признаки накопления железа в результате криогенного восходящего передвижения богатой им болотной верховодки. На делювиальных шлейфах характерны гумусово-железистые глеевые подзолы, переходящие затем в торфянисто-подзолисто-глеевые и далее торфяно-глеевые почвы.

Почвы песчаных отложений неодинаковы по возрасту. В местах с хорошо выраженным эоловым микрорельефом отмечаются разные стадии формирования почв элювиального ряда. Местами подзолистый горизонт не сохранился, и верхняя часть обнаженного иллювиального горизонта оподзоливается, что приводит к образованию вторичных под-

золов с очень своеобразным ступенчатым профилем. В речных долинах распространены сочетания слабоподзолистых глееватых почв микроповышений и бровок террас с гидроморфными почвами плоских участков и микропонижений.

Подзолообразовательный процесс достаточно отчетливо проявляется здесь только на песчаных наносах. У встречающихся местами на высоких террасах долин суглинистых почвах подзолообразование морфологически не проявляется или выражено очень слабо. Такие почвы, видимо, должны быть отнесены к мерзлотным слабоподзолистоглеевым.

В бассейне верхнего течения Пура леса произрастают преимущественно в долинах рек, где занимают дренированные края террас и зоны меандрирования. Лишь в самой южной, прилегающей к Нумтовской возвышенности, полосе леса выходят на дренированные окраины междуречий. В зонах меандрирования рек распространены леса смешанного состава с преобладанием кедра зеленомошно-кустарничковые и травяно-кустарничковые IV и V классов бонитета. На дренированных участках речных террас обычны сосняки, брусничники V класса бонитета.

По склонам песчаных холмов на юге региона распространены сосняки лишайниковые Vb класса бонитета, переходящие на плоских их вершинах в сосновые ягельниковые редколесья. Далее к северу сосну сменяют кедр, лиственница и ель. Поэтому севернее 64° с. ш. на междуречьях в бассейне Пура встречаются не сосновые леса, как это изображено на Карте лесов СССР (1955), а кедровые, еловые и лиственничные редколесья. В лиственничных редколесьях иногда имеется примесь сосны. Произрастающие южнее сосновые ягельниковые редколесья встречаются здесь уже редко и в своем распространении не доходят до Тарко-Сале.

Узкие полосы редкостойных лишайниковых кедровников на склонах песчаных гряд представляют собой, по существу, лишь фрагменты темнохвойных лесов на междуречьях в этой части Западно-Сибирской равнины. Складывается впечатление об очень слабом распространении темнохвойных лесов на междуречьях в бассейне верхнего течения Пура.

Следует отметить, что ягельниковые редколесья весьма чувствительны к пожарам, во-первых, потому, что в сухую погоду ягель легко воспламеняется, и, во-вторых, потому, что древесные породы в этих условиях возобновляются крайне плохо. Выгорание лишайникового покрова и гибель обгоревших деревьев приводят к развеванию песков и образованию арен подвижных песков. Такие песчаные арены имеются в бассейне Пура, еще больше там очагов дефляции — зачатков будущих движущихся песков. Так, между точками 8 и 9 маршрута встречено 11 очагов дефляции, из которых 3 уже можно считать песчаными аренами.

Встречающиеся на юге региона небольшие участки заболоченных лиственничников, сосняков и березняков, а также редины лиственницы по болоту севернее исчезают, и на заболоченных площадях остаются лишь одиночные лиственницы.

В бассейне верхнего течения Пура распространены довольно сложные макрокомплексы болот. Горизонтальная поясность болотных массивов несколько отличается от наблюдающейся в Сургутской низине. Центральную часть этих массивов на широких междуречьях также составляют озерные комплексы, но они здесь не столь обширны и имеют более широкие перемычки суши. Озерково-грядовые комплексы распространены широко, но сеть гряд в них более крупная.

В противоположность этому грядово-мочажинные болота выражены слабо, занимают небольшие участки. Их место занимают крупнобугристые болота, представляющие собой комплексы выпуклых бугров

с мочажинами. Если на Нумтовской возвышенности участки таких болот размещены по периферии олиготрофных и переходно-олиготрофных болот, то здесь они образуют уже широкий пояс болотного макрокомплекса.

Будучи несколько крупнее, чем на Нумтовской возвышенности, и в первую очередь выше (до 4 м высотой и 25—35 м в поперечнике), бугры размещаются сериями, иногда сливаются в короткие гряды или имеют серповидную конфигурацию.

По нашим наблюдениям, крупнобугристые болота начинаются южнее. Они встречаются уже в северной части Нумтовской возвышенности, а в верховье Пура распространены весьма широко.

На грядах озерковых комплексов и перемычках между озерами произрастают сфагново-олиготрофно-кустарничковые группировки, среди которых на микроповышениях встречаются многочисленные пятна лишайников, чего не наблюдается в более южных районах.

Растительный покров криогенных бугров аналогичен указанному для Нумтовской возвышенности, но с большим участием лишайников, которые занимают здесь не только вершины бугров, но и спускаются по склонам.

Вместо сосен наряду с березой на склонах бугров встречаются одиночные чахлые лиственницы и реже кедры, но в меньшем количестве и неповсеместно. Кое-где склоны бугров заняты ерниками.

Мочажины между буграми сильно обводнены и заняты сфагново-осоковыми группировками нередко с примесью вахты. Местами мочажины имеют вид небольших озерков.

СРЕДНЕ-ПУРСКИЕ УВАЛЫ

На правом берегу р. Пур маршрут проходил над западной оконечностью Средне-Пурских увалов, которые довольно слабо выражены в рельефе, но все же заметно возвышаются над окружающими плоскими равнинами III уровня Пурской низменности.

Рельеф увалов сглаженный, лишь в центральной части сохранились полого-увалистые и полого-волнистые поверхности. Некогда довольно сильно расчлененная поверхность испытывает в настоящее время ослабление эрозионно-денудационных процессов. Отчетливо видно, что заболоченность территории увеличивается.

Сложены увалы, по-видимому, ледниково-морскими отложениями преимущественно легкого механического состава. На некоторых водоразделах встречаются суглинистые и супесчаные наносы, более обычные здесь в долинообразных понижениях.

В общем для увалов характерны те же типы рельефа и генетически однородные поверхности, что и для равнин IV уровня Пурской низменности. Наиболее дренированными являются пологие холмы и их цепи на междуречьях, выпуклые водоразделы и верхние части склонов к нижележащим поверхностям.

На сложенных песками положительных формах рельефа почти повсеместно наблюдается золотый микрорельеф разной степени сглаженности, а местами и очаги дефляции. На плоских слабодренированных поверхностях междуречий распространены криогенные формы микрорельефа в виде выпуклых бугров довольно крупных полигонов.

Судя по растительности и встречающимся обнажениям, на положительных формах рельефа Средне-Пурских увалов формируются маломощные песчаные подзолы и поверхностно-слабоподзолистые глееватые суглинистые почвы. На выровненных заболоченных участках

гидроморфные почвы комплексированы с поверхностно-подзолистыми глееватыми почвами минеральных гряд и характерными для криогенных бугров сериями торфяных и торфяно-глеевых почв.

От почв южных районов местные почвы отличаются меньшей мощностью профиля, сравнительно слабым оподзоливанием и высоким расположением глеевого горизонта. Торфонакопление происходит здесь медленно, поэтому мощность торфа не превышает в общем 1—1,2 м.

Произрастающие на склонах возвышенностей леса редкостойны и размещены узкими лентами, что придает им вид фрагментов среди обширных редколесий.

Фрагменты темнохвойных, преимущественно кедровых, реже елово-кедровых лесов приурочены к вершинам долин мелких водотоков и нижним частям склонов. Выше по склону они сменяются фрагментами редкостойных лиственничников или кедровыми редколесьями.

В дренированных местах резко преобладает лишайниковый покров, лишь в мезопонижениях сопровождающийся отдельными кустиками брусники и багульника. В нижней части склонов леса имеют бруснично-багульниковый покров. В долинах рек они занимают только наиболее дренированные участки и имеют фрагментарный породный и типологический состав.

Породный состав лесов и редколесий в среднем течении Пура довольно быстро меняется при движении с юга на север. На юге региона преобладает ель со значительной примесью кедра и лиственницы. Севернее обилие кедра и ели убывает, начинает преобладать лиственница. В долинах мелких рек и ручьев на севере региона остаются лишь узкие ленты ельников и березняков на прирусловых валах.

На песчаных почвах мезовозвышений в южной части региона распространены лиственничные и в меньшей степени кедровые и еловые ягельниковые редколесья. Севернее они изреживаются, причем в кедровых и еловых редилах интенсивнее, чем в лиственничных. К северу уменьшается площадь редколесий, так как они превращаются в ягельниковые тундры с одиночными лиственницами. Высота деревьев в редилах уменьшается с 6—7 до 4—5 м. В северной части региона в древесном ярусе редин остается только лиственница.

Для Средне-Пурских увалов характерно отсутствие древесной растительности на заболоченных участках междуречий. Лиственничные редколесья с ярусом багульника, которые нередко считают заболоченными, встречаются на незаболоченных почвах по краям песчаных мезоповышений.

Ерники в бассейне среднего течения Пура почти не имеют древесной растительности и представляют собой участки кустарниковой тундры. В бассейне р. Бол. Хадрыряха (правого притока Пура) находятся ягельниковые тундры, лишенные древесной растительности. К северу занятая ими площадь постепенно увеличивается. Отсутствие деревьев в ягельниках на этой широте связано, очевидно, с вырубкой их на хозяйственные надобности и с пожарами, что отмечал в бассейне Полуя, Надыма и Ныды еще Н. К. Хондажевский. В ягельниковых тундрах Пура и Надыма нам встречались гари разного возраста с обгоревшими остатками одиночных деревьев.

В пределах Средне-Пурских увалов нет крупных болотных массивов. Отдельные болота разобцены между собой и занимают плоские участки водораздельных поверхностей и отрицательные элементы рельефа. Распространены в основном комплексы плоских осоково-лущицево-сфагновых болот с выпукло-бугристыми и фрагментами плоскобугристых болот. Последние появляются на границе плоских болот с ерниковыми тундрами. К северу плоскобугристые болота постепенно сменяют крупнобугристые.

Расположены примерно на том же гипсометрическом уровне, что и Средне-Пурские, но благодаря более низкому положению базиса эрозии и более развитой эрозионной сети довольно сильно расчленены; поэтому дренированность поверхности здесь заметно выше, чем на Средне-Пурских увалах.

Глубина вреза основных рек достигает здесь 40—50 м; малые реки врезаны нередко глубже 10 м. Рельеф увалов пологохолмистый и пологоувалистый с насаженными линейно-грядовыми формами, вероятно, ледникового происхождения.

По увалам проходит, по-видимому, граница Зырянского оледенения. Во всяком случае различия между формами рельефа Нижне- и Средне-Пурских увалов позволяют это предполагать. Плавные, сглаженные очертания рельефа Средне-Пурских увалов, характерные для внеледниковых аккумулятивных равнин (либо равнин, переработанных абразионно-эрозионными процессами), сменяются на Нижне-Пурских увалах имеющими более резкие очертания ледниковыми аккумулятивными формами, сложенными валунными супесями и суглинками.

На этой холмистой, сравнительно хорошо дренированной равнине широко распространены криогенные формы микрорельефа. Встречающиеся еще на Нумтовской возвышенности полигоны (там еще очень мелкие и нечеткие) становятся здесь крупными и имеют вид хорошо выраженных тетрагональных блоков. Распространен здесь и бугристо-западинный микрорельеф с буграми средних размеров.

На водораздельных поверхностях встречаются небольшие мелководные озера, окруженные тундрами и лишь иногда граничащие с большими участками плоскобугристого болота.

В связи с общей хорошей дренированностью поверхности водораздельных болот здесь мало, и они имеют фрагментарный характер в виде чередования плоских осоково-пушицево-сфагновых болот с сериями плоских бугров. Выпуклые бугры становятся здесь редкими и севернее не встречаются.

В долинах рек обычны мелкие осоково-сфагновые (с пушицей) болота с небольшими плоскими буграми по краям.

С Нижне-Пурскими увалами совпадает полоса лесотундры шириной 80—100 км. В пределах этой полосы с юга на север увеличивается площадь мохово-кустарниковых тундр за счет ягельников. Распространенные южнее ягельниковые лишайничные редколесья сменяются тундрами, лишь местами с отдельными лишайницами. В пределах этой полосы исчезают долинские леса; они превращаются во фрагменты леса в виде небольших куртин низкорослых лишайниц и берез. Ленты деревьев по прирусловым валам мелких речек и ручьев заменяются куртинами ивняка. Вблизи озер и на речных террасах распространены лишайничные деревья кустарниковые (преимущественно ерниковые, реже ивняковые) тундры. Ягельниковых тундр здесь сравнительно мало, часть их имеет разбитый в результате летнего выпаса оленей лишайниковый покров, песок развевается ветром.

НИЗОВЬЕ РЕК ПУР И ТАЭ

В низовье этих рек на положительных элементах рельефа распространены моховые, мохово-лишайниковые и мохово-кустарниковые тундры. На песчаных отложениях, которые занимают здесь сравнительно небольшие площади, распространены лишайниковые тундры. Их растительный покров почти повсеместно разбит в результате неуме-

ренного (в том числе летнего) выпаса оленей; в некоторых местах это привело к образованию очагов дефляции.

На склонах в долины рек наряду с мохово-кустарниковыми (ерниковыми) тундрами встречаются кустарниковые ивняково-ерниковые, а на террасах долин ивняковые. Фрагменты редколесий обнаруживаются лишь на бровках речных террас.

НАДЫМСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

При взлете с гидропорта Тазовское открывается вид на мелководную Тазовскую губу, тундры южного ее берега и более высокий, местами покрытый древесной растительностью ее северный берег. К югу расположена Надымская возвышенность. Она протянулась в меридиональном направлении от Сибирских увалов до Тазовской губы, севернее которой ее продолжение называется уже Юрибейской возвышенностью.

В месте пересечения нашим маршрутом Надымская возвышенность представляет собой систему пологих увалов с абс. высотой до 100 м. Здесь различаются два уровня. Верхний (высотой более 70 м) представляет собой, видимо, молодое поднятие, сформировавшееся после Ямальской трансгрессии. О небольшом возрасте поднятия свидетельствуют крутые берега долин, врез которых у более или менее крупных водотоков превышает 10 м. Мелкие речки имеют также узкие и глубоко врезанные долины. Благодаря этому увалистая равнина дренирована сравнительно хорошо. Болота и озера встречаются преимущественно в средней части междуречий, остальная их поверхность занята тундрами.

Нижний уровень является собственно III морской террасой. Преобладают здесь супесчаные и суглинистые наносы, песков сравнительно мало. Этот уровень дренирован значительно слабее верхнего и соответственно сильнее заболочен. Болота занимают здесь большую часть междуречий, а дренированные их окраины более узкие. Но в этих окраинных зонах овражно-балочная сеть хорошо развита. Поэтому поверхность данного уровня дифференцирована по степени дренированности весьма сильно.

Довольно часто на нижнем уровне встречаются крупные бугры пучения, достигающие иногда 10 м в высоту и 50—80 м в поперечнике. Представлены они различными стадиями формирования и разрушения. Во время посадки на оз. Паровье-Хаветато удалось описать естественный разрез такого бугра, находящегося на одной из начальных стадий формирования. В нем отчетливо выделялось шесть различных по структуре, механическому составу и окраске слоев мощностью от 0,6 до 2,2 м каждый.

На дренированных участках междуречий обоих уровней распространены мохово-кустарниковые и лишайниково-мохово-кустарниковые тундры. Участок мохово-кустарниковой тундры описан нами на берегу оз. Паровье-Хаветато. Плоская пологоволнистая поверхность. Микро-рельеф бугристо-западинный. Нанорельеф в виде широких куполообразных кочек высотой до 50 см. Кустарниковый ярус из карликовой березы с примесью ивы сизой и ивы полярной размещен куртинами и имеет высоту 40—60 см при средней сомкнутости около 0,4. Травяно-кустарничковый покров сомкнутостью до 0,6 образуют багульник, брусника, морощка, голубика, шикша, арктоус, осока. Моховой покров развит хорошо, имеет проективное покрытие около 0,6. Преобладают зеленые мхи; в микрозападинах встречаются куртины сфагнума, а на кочках кустистые лишайники.

На более высоких хорошо дренированных склонах верхнего уровня обычные лишайниково-моховые и лишайниково-мохово-кустарниковые тундры, отличающиеся от описанной меньшим участием кустарников в пользу лишайников. Лишайниковые тундры встречаются довольно редко и занимают небольшие площади. Лишайниковый их покров повсеместно разбит неумеренным выпасом оленей; кое-где образовались очаги дефляции и небольшие арены подвижных песков.

Водораздельные пространства полностью лишены древесной растительности. В вершинах балок и по склонам долины местами встречаются небольшие куртины лиственничного криволесья и куртины ольхи кустарниковой. На бровках террас долин растут одиночные низкорослые лиственницы и березы, а в долине р. Ныда есть группы деревьев с участием кедра. Но большую часть бровок террас занимают ивняки, имеющие сравнительно большую высоту (до 1,5 м). На склонах в долины рек и в вершинах балок основной фон образуют ивняковые тундры с преобладанием, судя по окраске, ивы сизой и ивы полярной.

Болота занимают плоские водоразделы и мезопонижения среди увалов и не образуют крупных массивов. Распространены комплексы плоских осоково-пушицево-сфагновых кочкарных болот с плоскобугристыми. Бугры высотой до 60—70 см и 25—30 м в поперечнике чередуются с мочажинами, занятыми частично зеркалом воды, частично осоково-пушицевым болотом. В центральной части бугров произрастают кустистые лишайники. На периферии они сменяются зелеными мхами, княженикой, клюквой, моршкой, багульником, брусникой. На склонах бугров обычны багульник, клюква, кассандра, подбел, карликовая береза и осока. Моховой покров образует сфагнум.

На предбровочных частях террас долин формируются сфагново-пушицево-осоковые кочкарные болота с одиночными плоскими буграми и, видимо, переходные или близкие к переходным осоковые болота. К болотам на террасах долин примыкают ивняковые и ерниковые тундры.

ХЕТТСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Занимает низовье Ныды, часть бассейна Хетты и низовье Надыма и соответствует отрицательной морфоструктуре, видимо, испытывающей опускание. Это можно предполагать, судя по хорошо заметному наступлению болот на тундры.

Низменность находится на стадии затухания глубинной и развития боковой эрозии. Долины здесь широкие и врезаны неглубоко. Реки нередко разбиваются на протоки.

Северную часть этой низменности (в низовье Ныды) следует отнести к подзоне южных кустарниковых тундр. Но остальная ее площадь представляет собой лесотундру. В междуречье Пур—Ныда южная граница тундровой зоны проходит несколько севернее полярного круга, параллельно ему, а западнее Ныды спускается немного к югу, после чего огибает побережье Обской губы на некотором расстоянии от него.

Наш маршрут пересек эту низменность уже в пределах лесотундры. Переход от преобладания тундр к преобладанию редколесий на дренированных участках междуречий здесь довольно постепенный. Среди мохово-кустарниковых тундр встречаются отдельные деревья лиственницы, переходящие южнее в редколесья. В долинах рек ивняки уступают место редколесьям лиственницы, березы и ели и фрагментам леса из тех же пород.

Плоские слабодренированные междуречья в значительной степени заболочены. Распространены здесь указанные для южных тундр боло-

та. Во всяком случае больших отличий от них местные болота, видимо, не имеют. Можно лишь отметить появление выпуклых бугров, которые, впрочем, не имеют здесь еще характерной куполовидной формы, а представляют собой нечто среднее между плоскими и выпуклыми формами.

Низовье Надыма представляет собой широкую полосу проток, разделенных низкими островами, на которых формируются мокрые осоковые луга, пушицево-осоковые болота и небольшие участки ивняков.

МЕЖДУРЕЧЬЕ НАДЫМА И ПОЛУЯ

С запада к низовью Надыма почти подходит широкая холмистая гряда, носящая название Салехардского вала. В связи с этим переход от редколесий к тундрам здесь очень резкий, так как благодаря более пересеченному рельефу, обеспечивающему лучший дренаж поверхности, редколесья проникают севернее, чем в бассейне Пура, но побережье Обской губы занято тундрами в силу охлаждающего влияния больших масс воды. Поэтому западнее Надыма переходная полоса лесотундры сильно сужается, а редколесья существенно отличаются от таковых в бассейне Пура.

Редколесья (редины) в левобережье Надыма, во-первых, занимают значительно большую часть площади, чем на этой широте в бассейне Пура; во-вторых, они отличаются большей густотой древесного полога и почти вдвое большей высотой деревьев; в-третьих, в их составе много ели и есть примесь кедра, в то время как на этой широте в бассейне Пура кедр встречается только в долинах рек, а редины образованы лиственницей без примеси других пород и лишь южнее местами имеют небольшую примесь ели.

Водораздельных лесов в нижнем течении Надыма нет, но по мере движения на юго-запад редколесья становятся гуще и местами переходят в леса. На покати водораздела, обращенной к Полулю, редколесные леса занимают берега долин, а у вершин балок выходят на водоразделы. Если в верховьях Пура переход от лесов к редколесьям происходит в узкой широтной полосе, то здесь этот переход очень постепенный.

В бассейне среднего течения Полуля на междуречьях среди ягельниковых редколесий встречаются фрагменты редкостойных лиственничных и местами еловых лесов с примесью кедра и березы, но общий фон образуют редколесья, чередующиеся с тундрами и небольшими участками болот. Поэтому облесенными там можно считать только долины рек и ручьев, которые заняты темнохвойными лесами с преобладанием кедра или ели V и Va классов бонитета и лесами смешанного состава с преобладанием лиственницы V класса бонитета.

Выпуклые части водоразделов заняты мохово-лишайниковыми и мохово-кустарниковыми тундрами обычно с одиночными деревьями лиственницы и ели. В долинах рек среди участков леса встречаются ивняки и ерники. Болота занимают мезопонижения на междуречьях и предбровочные слабодренированные части террас долин. Распространены комплексы грядово-мочажинных, крупнобугристых и плоских пушицево-осоковых болот; в долинных комплексах грядово-мочажинные болота выпадают, а выпуклые бугры встречаются узкими (одно- и двухрядными) цепочками.

ПОЛУЙСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

В левобережье Полуля поверхность несколько повышается и становится более расчлененной. Это Полульская возвышенность, представляющая собой систему субмеридиональных возвышенно-уплощенных и

возвышенно-увалистых денудационно-аккумулятивных равнин. Они протягиваются от нижнего течения Полуя до Казымской низины. С востока эта возвышенность ограничена долиной Полуя, а южнее — Глубокого Полуя и притока Казыма — р. Сорум.

Абсолютные высоты колеблются от 50 до 180 м (отдельные вершины на юге возвышенности достигают 220 м).

Северная часть Полульской возвышенности имеет пологоволнистые водораздельные пространства. Южнее в связи с увеличением абсолютных высот и эродированности местность приобретает вид холмистой возвышенной равнины. Здесь прослеживается несколько разновысотных уровней (50—60, 100—120 и 160—180 м), представляющих собой, по-видимому, серию морских террас (IV, V и VI). На этих террасах местами видны плохо сохранившиеся гряды и холмы-останцы, напоминающие по своей форме ледниковые образования. В верховье Глубокого Полуя протягивается гряда холмов, которые, несмотря на препарированность эрозией, имеют очертания, отдаленно похожие на конечную морену.

После пересечения маршрутом долины Полуя лесистость постепенно увеличивается, леса занимают все большую часть плакоров. В правобережье р. Айган у точки 28 преобладание на плакорах переходит к лесам. Здесь и южнее породный состав лесов довольно изменчив. Встречаются массивы лиственничников зеленомошно-кустарничковых V класса бонитета и лишайниковых Va класса бонитета, сосняков лишайниковых Va и Vб классов бонитета. Но в общем преобладают ельники с примесью лиственницы и кедра зеленомошно-кустарничковые V и Va классов бонитета. Местами встречаются багульниковые ельники с примесью березы Va класса бонитета и багульниково-кассандровые лиственничники Vб класса бонитета, переходящие в рямы. В верховье р. Куноват у точки 29 увеличивается лесообразующее значение кедра, и он местами преобладает в древостоях.

Болота размещены преимущественно в долинах рек и лишь кое-где занимают мезопонижения на плоских междуречьях. В долинах цепочки выпуклых бугров чередуются с грядово-мелкомочажинными и плоскими осоково-сфагновыми болотами. Местами видны, видимо, образовавшиеся из старинц, узкие ленты осоковых кочкарных болот переходного типа. На междуречьях обычны небольшие грядово-мочажинные болота с одиночными деревьями на грядах и рьями по краям.

ВОЗВЫШЕННОСТЬ БЕЛОГОРСКИЙ МАТЕРИК

После пересечения широкой сильно заболоченной долины Казыма маршрут пролегал над Белогорским материком. Он представляет собой высоко поднятую положительную морфоструктуру ледникового времени. Северная часть материка входит в цепь Сибирских увалов и является как бы продолжением Северо-Сосьвинской возвышенности.

Рельеф северной части Белогорья холмистый и реже холмисто-грядовый. Склоны междуречий имеют средние уклоны до 10°. Долины в общем довольно узкие и глубокие, лишь местами отмечаются расширения.

Густота эрозийного расчленения быстро убывает от периферии к средине массива.

Средняя и южная части Белогорья представляют собой сильно эродированное по краям плато со слабо выпуклыми и плоскими водоразделами.

Аэровизуальным маршрутом мы пересекли северную и среднюю части Белогорского материка. От прилежащих территорий он отличается высокой степенью лесистости и большим разнообразием. В смыкающей с юга к болотам долины Казыма северной оконечности Бе-

логорья распространены северотаежные зеленомошные (преимущественно брусничные) леса смешанного состава IV класса бонитета с преобладанием лиственницы и кедра и примесью березы, осины и ели. В нижней части склонов произрастают ельники-черничники с примесью кедра и местами пихты IV класса бонитета. На песчаных почвах обычны сосняки-брусничники V класса бонитета и сосняки лишайниковые Va и Vб классов бонитета, переходящие в сосновые ягельниковые редины. В западной части региона преобладают в общем лиственничные и в меньшей мере смешанные леса, а в восточной, переходящей далее в Нумтовскую возвышенность, — сосняки.

Средняя и южная части Белогорского материка являются северным форпостом среднетаежных лесов в правобережье Оби. Это регион с весьма высокой лесистостью, так как небольшие по площади болота преимущественно переходного типа размещены узкими лентами в долинах рек и ручьев. Небольшие водораздельные верховые болота встречаются только на плоских водораздельных поверхностях между речья Обь — Назым.

Породный состав лесов заметно меняется с юга на север региона. В южной его части распространены зеленомошные кедровые леса III класса бонитета с примесью ели и пихты, среди которых на восточном склоне материка иногда встречаются участки пихтарников. По склонам и в вершинах распадков там встречаются елово-пихтово-кедровые кисличники II класса бонитета.

К северу лесобразующее значение пихты быстро уменьшается, а лиственницы — возрастает. В средней части материка распространены кедровники-черничники IV класса бонитета, имеющие примесь ели, лиственницы, березы и осины. Пихта в них встречается в виде незначительной примеси. В местах распространения пятен многолетней мерзлоты почв обычны лиственничники и кедрово-лиственничные зеленомошно-кустарничковые леса. Часть площади занята вторичными (послепожарными) лиственными и хвойно-лиственными лесами. В центральной части между речья Обь — Назым, наряду с кедровниками, распространены сосняки-брусничники IV класса бонитета и сосняки бруснично-лишайниковые V класса бонитета. Вблизи болот встречаются сосняки багульниковые и багульниково-каскадровые Va и Vб классов бонитета. В глубоких ложбинах и на нижней части склонов произрастают ельники хвощево-зеленомошные IV и III классов бонитета.

ДОЛИНА ОБИ

Белогорье круто обрывается к Оби. В месте, где среди обрывов сформировалась неширокая высокая наклонная к реке терраса, красиво расположен пос. Октябрьский.

Долина Оби резко асимметрична. Правобережье не имеет поймы. Зато в левобережье пойма протянулась на 30 км. Она представляет собой чередование крупных и малых проток с низкими островами различных размеров. Весьма широки пойменные и надпойменные террасы левобережья. На островах произрастают осоковые и крупнотравяные луга и ивняки. В заиленных котловинах блуждания русел проток образовались низинные осоковые болота. Незаиленные котловины блуждания заняты старницами с бедной водной растительностью.

Лето 1967 г. было необычайно сухим. Поэтому большие площади соров, в другие годы залитых водой, обсохли. Но контуры их хорошо видны с самолета.

Около 15% лугов поймы выкашивается. Выкошенные участки хорошо отличаются по окраске и наличию следов конного и механизированного транспорта. Используемые, хотя еще и не выкошенные луга

отличаются от невыкашиваемых наличием отдельных кустов и куртин ивы и кочек. Ближе к левому берегу (вдали от протока) пойменные луга сменяются сперва низинными травяными, а затем переходными мхово-осоковыми болотами. На более высоких террасах переходные болота сменяются олиготрофными.

КОНДО-СОСЬВИНСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Основной задачей полета над левобережьем Оби явилось проведение эконо-географических наблюдений для определения, во-первых, различий в характере природных условий хозяйственной деятельности на правобережье и левобережье Оби и, во-вторых, результатов и последствий освоения территории Сосьвинского Приобья в связи со строительством железной дороги Ивдель-Обь.

Обследованная аэровизуально часть междуречья Конды и Сев. Сосьвы является самой южной окраиной Северо-Сосьвинской возвышенности. Это возвышенная слабо расчлененная денудационно-аккумулятивная равнина, сложенная флювиогляциальными суглинками и супесями Самаровского оледенения.

Покати водоразделов имеют небольшие уклоны. Географическая сеть развита в общем слабо и врезана неглубоко. Долины рек довольно широкие. Плоские участки, водоразделов заболочены.

Распространены здесь комплексы слабовыпуклых грядово-мочажинных болот с расположенными по периферии болотных массивов выпуклыми олиготрофно-кустарничково-сфагновыми болотами, сменяющимися по краям сосновыми кассандрово-сфагновыми рядами. Участков бугристого болота встретить не удалось. Пронизрастающие на плакорах леса имеют различный породный состав. Преобладают сосновые и кедровые зеленомошно-кустарничковые леса с примесью лиственницы, ели, березы, осины и местами пихты. Класс бонитета кедровников-зеленомошников III, сосняков-брусничников IV, сосняков бруснично-лишайниковых V. В связи с малым распространением песков здесь очень мало сосняков лишайниковых Va класса бонитета.

Переходы от леса к болоту довольно постепенные, т. е. через полосу заболоченного леса и рымы. Последние образует преимущественно сосна, она же встречается в виде отдельных деревьев на микроповышениях болот и образует полосы заболоченного леса.

Все эти особенности характерны для средней тайги Западной Сибири. Особенностей размещения лесов, их породного состава и общего облика, свойственных северотаежной подзоне, равно как и характерных для северной тайги болот, здесь не наблюдается.

В результате аэровизуального облета получены материалы, показывающие, что север Западной Сибири представляет собой территорию, очень разнородную как в геоморфологическом, так и в генетическом отношении. В пределах обследованной территории встречаются аккумулятивно-денудационные (Северо-Сосьвинская возвышенность), разной степени расчлененности эрозионно-аккумулятивные равнины и низменности (Нумтовская возвышенность, Нижнепурские увалы, Пурская низменность).

С самолета отчетливо фиксируются не только их внешние морфологически выраженные особенности, но и специфика генезиса. В частности, по характеру поверхностных отложений, морфологическим составляющим и деталям современного расчленения, т. е. реликтовым, консервативным и прогрессивным их чертам, можно с достаточно большой достоверностью выделить различные типы равнин. Так, в пределах выполненного маршрута выделяются озерно-аллювиальные низменности (Сургутская низина), морские равнины (Хеттская низменность), мор-

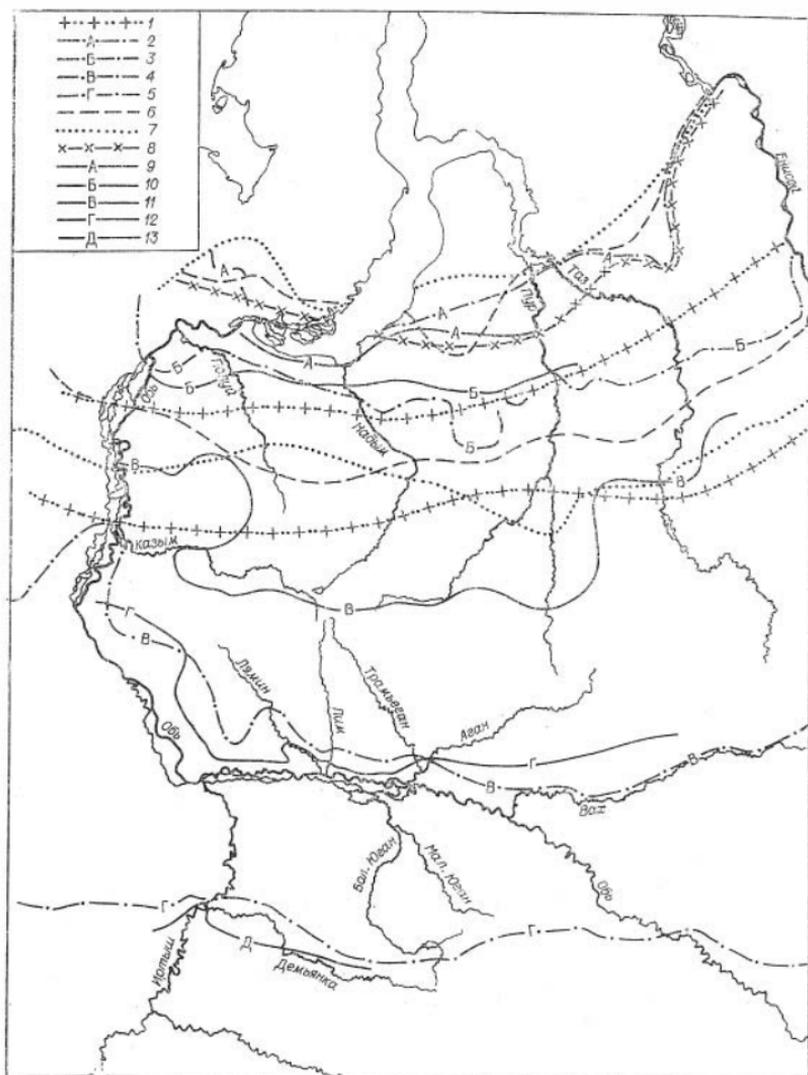


Рис. 2. Схема зональных рубежей растительного покрова Западно-Сибирской равнины. 1 — границы елово-лиственной подзоны Б. Н. Городкова. Зональные границы по В. Б. Сочаве с соавторами (1953): 2 — северная граница подзоны предтундровых редколесий, 3 — северная граница северной подзоны тайги, 4 — граница между северной и средней подзонами тайги, 5 — граница между средней и южной подзонами тайги, 6 — граница северных редколесий по Ю. П. Пармузину (1961), 7 — границы лесотундровой зоны, 8 — южная граница тундровой зоны по данным ИГАН (Западная Сибирь, 1963). Уточненные зональные рубежи растительного покрова. 9 — северная граница зоны редколесий, 10 — граница между северной и средней подзонами редколесий, 11 — граница между таежной зоной и зоной редколесий, 12 — граница между северной и средней подзонами таежной зоны, 13 — граница между средней и южной подзонами таежной зоны.

ские расчлененные равнины с наложенными формами ледниковой эрозии и аккумуляции, возвышенные расчлененные ледниково-морские равнины.

Все эти типы равнин характеризуются не только своеобразием строения и спецификой взаимодействия рельефообразующих процессов, но и вполне определенными отличиями в составе и структуре почвенного и растительного покровов.

Аэровизуальное обследование позволило уточнить морфологическую структуру различных ландшафтов, т. е. характер размещения и взаимосвязь морфологических единиц ландшафтов (фаций, урочищ, групп урочищ).

Северная часть зоны редколесий представляет собой переходную полосу, в пределах которой исчезают редколесья на плакорах и леса в долинах. Эту полосу, видимо, следует выделять как подзону лесотундры. По нашим наблюдениям (рис. 2), подзона лесотундры уже, чем это изображено на схеме природного районирования Западной Сибири Института географии АН СССР (Западная Сибирь, 1963).

Зона редколесий имеет внутри себя широтные и провинциальные различия, отразить которые с достаточной обоснованностью в настоящее время не представляется возможным в связи с ограниченностью фактического материала.

Граница между зоной редколесий и таежной зоной понимается нами как южный территориальный предел преобладания редколесий над лесами на междуречьях. Полученные нами материалы позволяют существенно уточнить конфигурацию проведенной Ю. П. Пармузиным (1958) южной границы зоны редколесий в правобережье Оби (см. рис. 2).

Облет показал, что, вопреки сложившемуся мнению, север Западно-Сибирской равнины весьма разнообразен. Хозяйственное освоение его богатств требует очень внимательного и тонкого учета своеобразия природы отдельных районов. Это не только позволит добиться значительной экономии средств в ходе освоения новых территорий, но и обеспечит сохранение многих ценных качеств природы, которые, как мы знаем из многочисленных примеров освоения других районов, часто безнадёжно утрачиваются.

ЛИТЕРАТУРА

- Баулин В. В. Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород в Западной Сибири. М., 1962.
- Баулин В. В. О мерзлотном районировании Западной Сибири. Якутск, 1966.
- Ванин А. И. Дендрология. М.—Л., 1960.
- Галкина Е. А. Особенности картирования растительного покрова болотных массивов.— В кн.: Принципы и методы геоботанического картографирования. М.—Л, Изд-во АН СССР, 1962.
- Геоботаническая карта СССР. М: б 1: 4 000 000. М., 1956.
- Городков Б. Н. Опыт деления Западно-Сибирской низменности на ботанико-географические области.— «Ежегодн. Тобольск. губ. музея», 1916, вып. 27.
- Городков Б. Н. Западно-Сибирские экспедиции Российской Академии наук.— «Пррода», 1924, № 7—12.
- Городков Б. Н. Растительность тундровой зоны СССР. М.—Л., 1935.
- Деревья и кустарники СССР. Т. 1—3. М.—Л., 1949—1954.
- Дунины-Горкавич А. А. Север Тобольской губернии.— «Ежегодн. Тобольск. губ. музея», 1897, вып. 8.
- Дунины-Горкавич А. А. Географический очерк Тобольского севера.— «Изв. Имп. Русск. геогр. об-ва», 1904, т. 40, вып. 1, 2.
- Западная Сибирь. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Карта лесов СССР. М-б 1: 2 500 000. М., 1955.
- Карта растительности СССР. М-б 10 000 000. М., 1960.
- Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Сибири и их географическое распространение. М., 1948.
- Кац Н. Я., Нейштадт М. И. Болота.— В кн.: Западная Сибирь. М., 1963.
- Крылов Г. В. Пути улучшения лесов Сибири. Новосибирск, 1955.

- Крылов Г. В. Природа лесов Западной Сибири и направления использования и улучшения лесных богатств. Новосибирск, 1957.
- Крылов Г. В. Леса Западной Сибири. М., 1961.
- Лесков А. И. Северный предел распространения кедра и сосны в бассейне р. Полюя.— «Бот. ж.», 1935, т. 20, вып. 1.
- Лукичева А. Н. Северные редколесья Средней Сибири как своеобразное ботанико-географическое явление.— В кн.: Растительность лесотундры и пути ее освоения. Л., 1967.
- Пармузин Ю. П. О системе таксономических единиц физико-географического районирования. 1958.
- Пармузин Ю. П. Северные редколесья Сибири как группа ландшафтных зон.— «Вестн. МГУ. Серия геогр.», 1961, вып. 3.
- Пармузин Ю. П., Кириллов М. В., Щербаков Ю. А. Некоторые итоги физико-географического районирования Средней Сибири и Красноярского края.— «Вопросы геогр.», 1961, сб. 55.
- Пудовикова Л. П. Предварительный отчет о геоботанических исследованиях элевых пастбищ р. Ваха. Томск, 1931.
- Реведратто В. В., Куминова А. В., Соболев Л. Н. Растительность.— В кн.: Западная Сибирь. М., 1963.
- Романова Е. А. Краткая ландшафтно-морфологическая характеристика болот Западно-Сибирской низменности. М., 1965.
- Сочава В. Б., Исаченко Т. И., Лукичева А. Н. Общие черты географического распространения лесной растительности Западно-Сибирской низменности.— «Изв. ВГО», 1953, т. 85, вып. 2.

В. А. Николаев

ИТОГИ, ЗАДАЧИ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На протяжении последних пятидесяти лет во всех подразделениях естественных наук произошла большая дифференциация в формировании новых научных направлений на пути познания природы нашей планеты. В условиях дальнейшего наращивания центробежных сил в развитии естественных наук большую роль должна сыграть геоморфология — наука о рельефе Земли, так как она одна обладает неисчерпаемыми запасами центростремительных сил, способных удержать на определенной орбите все известные и вновь возникающие направления в изучении очень сложных и взаимосвязанных природных явлений. Притягательная способность геоморфологии состоит не только в том, что история развития рельефа Земли отражает в себе борьбу эндогенных и экзогенных сил, но и в том, что рельеф предопределяет направленное развитие главнейших элементов географического ландшафта. Поэтому во всех работах, посвященных изучению природных условий любого района, всегда есть специальная глава о его рельефе. При этом значение научных и практических выводов указанных работ всегда находится в прямой зависимости от глубины проработки исходных геоморфологических данных. То же самое можно сказать и о научном обосновании многих технических проектов, так как все серьезные изменения природной среды возникают в первую очередь при нарушении естественных процессов равновесия современного рельефа или недоучета главнейших особенностей его исторического развития.

В наши дни геоморфология непрерывно наращивает свой теоретический и практический потенциал благодаря широкому использованию космической информации, разработке новых приемов комплексного анализа и освоения электронно-вычислительной техники. Она развивает свои контакты со всеми подразделениями географии и геологии. На грани смежных научных направлений происходит взаимное обогащение поисковой информацией, на базе которой определяются прогрессив-

ные теоретические воззрения. В их числе всеобщее внимание привлекает сейчас новое учение о геоморфологических формациях. Они отражают диалектическое единство геологического субстрата и обусловленное сочетание положительных и отрицательных форм земной поверхности в прямой зависимости от характера проявления эндогенных и экзогенных процессов, порождающих исходные позиции их подвижного равновесия.

Высказанные положения позволяют говорить о том, что геоморфология наших дней не только объединяет, но и цементирует отдельные звенья единой цепи естественных наук. Поэтому в книжных магазинах трудно сейчас найти монографические работы о рельефе отдельных регионов Советского Союза. Почвоведы и геоботаники, геологи и мелиораторы, болотоведы и топографы, гидрогеологи и лесоводы, разведчики недр и географы и многие другие специалисты проявляют к ним большое внимание. Это вполне естественно, так как практика последних лет наглядно показала, что при решении любой сложной народнохозяйственной проблемы результаты изучения рельефа приобретают особо важное, а в ряде случаев решающее значение.

Геоморфологические исследования в восточных районах нашей страны в годы Великой Отечественной войны и в послевоенный период были неразрывно связаны с решением важнейших проблем дальнейшего развития их производительных сил. Они широко использовались при комплексной оценке территории новых промышленных центров, а также для нужд сельскохозяйственного производства в связи с развитием мелиоративных работ большого масштаба.

Наиболее тесный контакт геоморфологии с геологической службой был установлен при постановке и проведении поисковых и разведочных работ на различные полезные ископаемые. При этом наряду с дальнейшим усилением роли геоморфологического анализа в познании россыпных месторождений весьма успешно развивались и новые направления в области изучения истории развития рельефа и широкого проведения морфометрических исследований с целью организации поисковых работ на нефть и газ в районах Сибири. Указанная направленность в изучении рельефа нашей страны в послевоенные годы в конечном счете привела к тому, что государственная геологическая съемка была значительно расширена за счет обязательного геоморфологического картирования и более подробного описания истории развития рельефа на базе палеогеографических реконструкций.

Дальнейшее развитие геоморфологии привело к значительному расширению ее границ в вопросах познания естественных ландшафтов. Много новых материалов было получено и при изучении современных процессов рельефообразования и в разработке методов их прогноза. Более детальное изучение рельефа привело не только к решению целого ряда теоретических вопросов геоморфологии, но и к резкому увеличению ее «отдачи» практике освоения природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока.

ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В 1975 г. коллектив лаборатории геоморфологии и неотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР в сотрудничестве с геологическими и географическими подразделениями СО АН СССР, ДВНЦ и рядом других организаций завершил под руководством академика А. Л. Яншина многолетнюю работу по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Восстановление истории формирования рельефа относится к числу главнейших проблем общей и региональной гео-

морфологии, имеющих первостепенное значение в решении важнейших прикладных задач. Издание единой серии, впервые выполненное сибирскими специалистами, по единодушному мнению всех авторов опубликованных рецензий, несомненно, относится к числу крупнейших событий в мировой геоморфологической науке.

Результаты коллективных исследований по теме «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» опубликованы в 1964—1976 гг. в 15 региональных и обобщающих монографиях. В их организации основную роль сыграла редакционная коллегия. В ее задачу входило: 1) составление, обсуждение и принятие программы региональных томов и заключительных монографий; 2) всестороннее обсуждение дискуссионных вопросов; 3) подбор кадров; 4) расстановка кадров; 5) проверка исполнения; 6) обсуждение законченных работ и рекомендация их к печати. На регулярные заседания редакционной коллегии, помимо ее постоянных членов, приезжали не только отдельные ответственные исполнители, но и целые авторские коллективы. Заседания очень часто проходили в весьма полезных творческих дискуссиях, каждый участник которых получал богатую новую информацию по многим вопросам теоретической и региональной геоморфологии. Душой редколлегии были академик А. Л. Яншин и член-корреспондент АН СССР Н. А. Флоренсов. Их высокий научный авторитет, великое трудолюбие и беспредельная доброжелательность к людям создали идеальную обстановку для организации, проведения и завершения большой коллективной работы. Опыт многолетней и весьма регулярной работы редколлегии по изданию многотомной серии по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока наглядно показал, что итоги ее активной деятельности могут служить достойным примером объединения усилий многих творческих коллективов в достижении поставленной цели. В наши дни, когда в правильной организации тематических исследований заложен успех любого научного поиска, опыт организации редакционной коллегии заслуживает большого внимания. В отличие от традиционного во многом парадного стиля работы специализированных ученых советов и различных координационных центров она была органически связана со всеми исполнителями коллективных исследований от составления общей программы до издания заключительной монографии.

Региональные обобщения и теоретические выводы по всей серии опубликованных монографий мы подробно рассмотрели в специальной статье (Николаев, 1976). Они, несомненно, имеют большое научное и практическое значение, но не менее важный итог коллективных исследований состоит и в том, что впервые на необъятной территории Сибири и Дальнего Востока сформировались три новых крупных геоморфологических центра, каждый из которых не только собрал, систематизировал и обобщил богатейший региональный фактический материал, но и провел свой оригинальный научный поиск в направлении решения важнейших теоретических проблем советской геоморфологии.

Новосибирские геоморфологи пошли по пути поэтапного рассмотрения палеорельефов обширных территорий на протяжении всей истории и преемственности рельефа. Современный рельеф при таком подходе предстает в качестве заключительного звена в длинной и сложной цепи тектонических и физико-географических явлений. Геоморфологи Иркутска обосновали теоретические позиции в развитии прогрессивного учения о геоморфологических формациях как важнейшей единицы регионального рельефа, которая отражает диалектическое единство геологического субстрата и термодинамических условий существования и развития. Геоморфологи Владивостока при изучении истории развития рельефа широко использовали метод морфотектонических исследований. Под морфоструктурой они понимают тектоническую структуру, конформно выраженную в рельефе.

Очень важно отметить, что в основе всех трех направлений есть не только свое рациональное зерно, но и общность подхода к решению теоретических проблем. К числу последних следует отнести глубокий исторический подход, всесторонний учет геологической составляющей (состав и структура субстрата) и детальный анализ рельефа с позиций оценки динамического воздействия геосфер на протяжении всей истории его развития и формирования современного геоморфологического ландшафта. Вследствие этого в процессе проведения коллективных исследований между геоморфологами Сибири и Дальнего Востока были установлены весьма плодотворные контакты на пути взаимного обогащения поисковой информацией. Так, новосибирские геоморфологи взяли на вооружение метод формационного анализа и на его базе подошли к изучению геоморфологических систем. Иркутские специалисты усилили свои работы в области палеогеоморфологических реконструкций, а геоморфологи Владивостока расширили свои позиции в направлении определения оптимальных условий в развитии морфоструктурной основы.

Опыт проведения коллективных исследований по истории формирования рельефа Сибири и Дальнего Востока отражает новый этап в развитии советской науки. Он характеризуется организацией очень больших творческих коллективов, общие усилия которых одновременно сфокусированы на решение теоретических вопросов и первостепенных практических задач.

Десять региональных томов единой серии освещают историю развития рельефа Севера Сибири, Западно-Сибирской равнины, Алтае-Саянской области, плоскогорий и низменностей Восточной Сибири, нагорий Прибайкалья и Забайкалья, юга Дальнего Востока, Западного Приохотья, Северо-Востока СССР, Камчатки, Курильских и Командорских островов и о. Сахалин. Пять обобщающих монографий последовательно освещают основные этапы истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, главные проблемы эндогенного и экзогенного рельефообразования и узловые вопросы прикладной геоморфологии.

В томе, посвященном рассмотрению главнейших проблем эндогенного рельефообразования, основное внимание уделено теоретическому обоснованию нового учения о геоморфологических формациях, анализу существующих воззрений о возрасте рельефа, выяснению роли тектонических движений в формировании рельефа Сибири и Дальнего Востока и сравнительной характеристике геоморфологических процессов в рифтовых зонах нашей планеты на базе сибирских данных.

Проблемы экзогенного рельефообразования рассмотрены в специальной обобщающей монографии. По своему объему она в два раза превосходит любой том единой серии истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, и поэтому была опубликована в двух разделных книгах. Монография разнообразна и по своему содержанию, так как освещает различные аспекты деятельности экзогенных процессов в истории формирования равнинного и горного рельефа. В первой книге на примере Сибири и Дальнего Востока анализируется роль покровных и горных оледенений в формировании рельефа. Исследуются основные закономерности мерзлотного, эолового и карстового морфогенеза и их палеогеографические аспекты. Приводятся сводка и анализ данных по колебаниям уровня океана и их роли в формировании рельефа береговых сибирских и дальневосточных морей. Во второй книге на сибирских материалах рассмотрены основные проблемы происхождения, морфологии, возраста, истории развития поверхностей выравнивания равнинно-платформенных и горных стран, великих и малых аккумулятивных равнин и речных террас. Анализируются роль тектоники и климата в истории формирования рельефа равнин, вопросы развития русловых и склоновых процессов.

Практические выводы проведенных исследований по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока в различных аспектах отражены в региональных и обобщающих томах. Помимо этого, отдельный том специально посвящен детальному рассмотрению главнейших проблем прикладной геоморфологии. В его первой статье освещаются состояние и задачи геоморфологического картирования. Отмечается большое значение карт геоморфологического районирования по перспективности и условиям поисков различных полезных ископаемых. В статье «Подземные воды и рельеф» развиваются оригинальные идеи о гидрогеологических структурах, возникновение которых находится в тесной связи с особенностями развития рельефа. Согласно новым данным, крупные орографические единицы являются одновременно и гидрогеологическими структурами: платформенные равнины, предгорные, межгорные и внутригорные впадины относятся к артезианским бассейнам, а горные области с тенденциями к поднятию — к гидрогеологическим массивам.

Далее следует обстоятельная статья о главнейших проблемах инженерной геоморфологии. Авторы обобщили большой опыт строительства крупнейших гидростанций Восточной Сибири и Красноярского края и дали интересные теоретические решения и практические рекомендации. Они наглядно показали, что при оценке инженерно-геологических условий различных регионов Сибири и Дальнего Востока помимо учета широтной зональности необходимо принимать во внимание и все имеющиеся материалы о морфологии и истории развития рельефа, так как они во многом определяют активизацию современных геодинамических процессов. Вопросы инженерной геоморфологии рассмотрены также и в экзогенном томе в разделе «Мерзлота и рельеф». В нем приведено криоморфогенетическое районирование всей территории Сибири и Дальнего Востока с целью оценки потенциальных возможностей развития криогенно-склоновых процессов, оврагообразования, пучения и термокарста. В случае развития этих явлений во время строительства и эксплуатации различных сооружений предложен комплекс эффективных мероприятий по сохранению почвенно-растительного покрова и проведению дренажной мелиорации.

В специальном разделе тома «Прикладная геоморфология» рассмотрены геоморфологические аспекты поисков локальных нефтегазоносных структур. На основании анализа физико-географических и геоморфологических данных вся территория нефтегазоносных провинций Сибири разделена на ряд широтных зон, и для каждой из них предложен наиболее рациональный комплекс камеральных и полевых работ по картированию локальных структур. Практика показала, что предложенные методы морфоструктурных исследований на большей части Западно-Сибирской равнины весьма эффективны.

Особая подборка заключительного тома определяет значение геоморфологического анализа при проведении поисковых работ на различные полезные ископаемые. При освещении перечисленных вопросов широко использовался опыт многолетнего изучения россыпных и гипергенных месторождений Восточной Сибири, Дальнего Востока и Северного Востока СССР. В заключительном томе дана специальная статья об условиях сохранения элювиальных месторождений при ледниковом и перигляциальном лито- и морфогенезе.

Практическое изучение горного рельефа Сибири и Дальнего Востока сводилось к определению величины эрозионно-денудационного среза, с которым связано количество металла, перешедшее из коренных источников в россыпные месторождения. В процессе проведенных исследований определились и первые закономерности приуроченности некоторых полезных ископаемых к поверхностям выравнивания различного генетического ряда. По условиям формирования наиболее богатых россыпных месторождений среди различных геоморфологических

формаций горных стран первое место занимают формации равновесных гор. Благодаря активизации процессов дезинтеграции склоновых отложений и развитию нормальных соотношений в проявлении глубинной и боковой эрозии в их пределах наблюдаются оптимальные параметры для повышенной концентрации металла в аллювиальных осадках.

В предпоследнем разделе заключительного тома даны геоморфологические основы мелиоративного районирования южных равнин Сибири и Дальнего Востока. На их территории выделены три главнейшие мелиоративные зоны, восемь провинций и одиннадцать подпровинций, для каждой указан комплекс мероприятий по борьбе с водной и ветровой эрозией почв. Одновременно с этим в последнем разделе прикладного тома освещены также основные проблемы комплексного освоения природных ресурсов Западно-Сибирской равнины на базе изучения последних главнейших этапов закономерного развития ее палеорек.

Новые представления об истории развития рельефа позволяют выдвинуть целый ряд оригинальных решений в направлении весьма эффективного использования минеральных ресурсов Западно-Сибирской равнины (нефть, газ, агоруды, минеральные соли, термальные воды, бурые угли, торф, железные руды, ильменито-цирконовые россыпи и др.) и изменения ее природных условий (орошение, осушение, комплексное использование пресноводных озер, полезачитное лесоразведение, широкое освоение пойменных земель и др.).

Нет сомнения в том, что опубликованные монографии по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока будут весьма полезны для очень многих специалистов. Они помогут им найти необходимые контакты не только при решении частных вопросов, но и при проработке больших комплексных проблем с целью определения наиболее оптимальных вариантов их практической реализации.

ИЗУЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА СЕВЕРНОЙ АЗИИ И РАЗВИТИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ

За последние двадцать лет геоморфология значительно укрепила свои позиции в геологии. Одновременно с этим необходимо отметить и определенное отставание геоморфологии в области неотложного решения новых географических задач, связанных с постановкой многих проблем рационального освоения и охраны природных ресурсов нашей страны. К их числу в первую очередь следует отнести общегосударственные проблемы перераспределения речного стока. К этой категории предстоящих работ следует отнести также и грандиозные задачи региональной мелиорации. Все это предопределяет постановку весьма серьезных исследований в области глубокого изучения современного рельефа современных процессов рельефообразования и разработки методических приемов их прогнозирования. В наши дни поступательное развитие советской геоморфологии должно одновременно проходить как в области разработки палеогеоморфологических проблем, так и в направлении всестороннего изучения современного рельефа. Только на этом пути можно будет успешно развивать новые теоретические положения и решать самые сложные практические задачи.

В свете высказанных положений лаборатория геоморфологии и неотектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР планирует постановку тематических исследований по двум проблемам. По первой предусмотрена организация коллективных работ объединенными усилиями геологических и географических подразделений СО АН СССР и ДВНЦ по изданию многотомной серии «Современный рельеф Сибири и Дальнего Востока» (строение и динамика) как логическое продолжение ранее проведенных совместных исследований по истории развития

рельефа. Последний XIV Пленум геоморфологической комиссии АН СССР, который проходил в 1977 г. в Новосибирске, одобрил опыт работы по составлению и изданию единой серии монографий по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока и всемерно поддержал новую инициативу по постановке коллективных исследований по проблеме «Современный рельеф Сибири и Дальнего Востока». Вторая проблема «Геоморфологические формации и их эволюция в истории Земли» отражает другое не менее важное направление в развитии советской геоморфологии, при котором формы рельефа Земли служат объектом «познания всей сложности природы земной поверхности, ее свойств и истории развития, строения и состава недр» (Флоренсов, 1976).

Проведение указанных исследований будет проходить с использованием системного подхода к познанию современных геоморфологических процессов и на базе дальнейшего развития нового учения о геоморфологических формациях, отражающего всю сложность различных природных явлений и их тесную взаимосвязь в последовательном формировании сложного рельефа нашей планеты.

В единую многотомную серию «Современный рельеф Сибири и Дальнего Востока» будут входить, с одной стороны, региональные тома, а с другой — обобщающие проблемные монографии по основным вопросам современного рельефообразования и разработки методических приемов прогнозирования. Трудно переоценить значение новой многотомной серии о рельефе Сибири и Дальнего Востока в решении предстоящих задач изучения географических ресурсов и их охраны, а также в практической реализации большого плана мелиоративных работ. Рельеф является основой географического ландшафта и во многом определяет характер его главнейших элементов. Поэтому тематические исследования в области всестороннего изучения современного рельефа будут служить хорошей основой для тесного объединения общих усилий почвоведов, геоботаников и многих других естествоиспытателей СО АН СССР и ДВНЦ не только в решении сложных вопросов мелиоративного районирования, но и в издании серии фундаментальных работ о природных условиях Сибири и Дальнего Востока.

Постановка тематических работ в области всестороннего изучения современного рельефа будет наиболее эффективной при условии применения новейших количественных методов и широкого использования космической информации. Вместе с этим необходимым условием прогресса в деле познания современного рельефа должно быть также развертывание стационарных наблюдений и моделирование разнообразных геоморфологических процессов. Применение указанных методов придаст геоморфологии определенный характер инженерной науки, способной давать прогнозы и расчеты большого научного и практического значения.

Региональные монографии о рельефе Сибири и Дальнего Востока будут проиллюстрированы серией специальных карт, отражающих особенности геоморфологического строения земной поверхности, и впервые составленными морфометрическими картами. Совокупность этих картографических материалов позволит оформить итоговые карты рационального освоения природных ресурсов с учетом направленного развития рельефа как основной базы формирования всех элементов современного географического ландшафта.

Тематические исследования по второй проблеме «Геоморфологические формации и их эволюция в истории Земли» проходят по линии всестороннего системного анализа, который позволяет рассматривать рельеф как сложно организованный объект со своим геоморфологическим пространством и геоморфологической формой движения. Под геоморфологической формацией мы понимаем естественноисторическое сочетание различных форм земной поверхности, возникающих в определенной тектонической и географической обстановке вследствие одно-

временного проявления эндогенных и экзогенных процессов. В отличие от всех существующих приемов геоморфологического картирования анализ геоморфологических формаций отражает качественные изменения физико-географических и тектонических явлений широкого регионального охвата, которые сыграли решающую роль не только в истории формирования главнейших элементов общей морфологии земной поверхности, но и повлияют на пути рационального освоения и охраны природных ресурсов. Научный метод, положенный в основу выделения геоморфологических формаций, состоит в поэтапном рассмотрении палеорельефов обширных территорий и установлении «основных корней» современного рельефа, которые нередко уходят в далекое геологическое прошлое. Под корнями принято понимать (Флоренсов, 1971) время и место возникновения геоморфологически выраженных геологических структур сквозного развития, а также способность рельефа к сохранению своих морфологических особенностей на протяжении длительной геологической истории.

Высказанные положения ясно определяют приемы, методы и критерии формационного анализа, и далеко не случайно, что зарождение нового учения совпало с тем периодом, когда все многочисленные подразделения естественных наук достигли картографической зрелости. Вместе с этим постановка вопроса о новом направлении в проведении геоморфологических исследований находится в настоящее время в полном соответствии с высоким уровнем геоморфологических и географических знаний. Вполне естественно, что формационный анализ не может ограничиться традиционными контактами с геологией четвертичных отложений. В настоящее время в сферу пристального внимания геоморфологов должны войти все данные о длительной эволюции нашей планеты, которые необходимо использовать при картировании геоморфологических формаций. Информативность карт геоморфологических формаций позволяет по-новому подойти к прогнозной оценке многих очень важных полезных ископаемых. Можно не сомневаться в том, что дальнейшие коллективные исследования в области познания рельефа Сибири и Дальнего Востока принесут новые научные открытия и будут способствовать народнохозяйственному освоению природных ресурсов восточных регионов нашей страны.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕЧНОГО СТОКА

На географической карте Советского Союза от северной оконечности Ямальского полуострова до государственной границы с Ираном и Афганистаном широко развиты равнинные районы Турана, Тургая и Западной Сибири. В настоящее время в связи с решением важнейшей проблемы территориального перераспределения водных ресурсов они объединены в единый Срединный регион, который в ближайшие годы должен стать основной базой нашей страны по производству всех видов сельскохозяйственной продукции. Проекты переброски части стока сибирских рек в засушливые районы Казахстана и Средней Азии впервые были разработаны очень давно, и лишь только в наши дни они стали главнейшим объектом тематических исследований очень многих научных и производственных организаций.

За длительный срок проработки Обь-Арало-Каспийской проблемы предложены самые различные проекты ее практической реализации, которые можно объединить в три группы. Первая группа проектов предусматривает создание Южисибреки. Она должна изъять часть речных вод Алтае-Саянской горной области и по искусственным каналам само-

теком направить их через Тургай в районы Средней Азии. Вторая группа проектов выдвигает идею строительства высоких или низких плотин в долинах рек Оби и Иртыша с самотечным или механическим подъемом воды до максимальных абсолютных отметок Тургайского водораздела. В самое последнее время были выдвинуты принципиально новые проекты переброски части стока сибирских рек через Урал в бассейны рек Печоры, Камы, Волги и далее по каналам в р. Урал и Среднюю Азию. Их осуществление базируется на заборе воды из р. Оби на участке Салехарда.

Не так давно вынесено решение о том, что за основу разработки единой системы перераспределения речного стока Западной Сибири следует принять проект антиреки. При его реализации предусматривается забор воды из Оби ниже устья Иртыша у с. Белогорье и ее последующая перекачка через серию низконапорных плотин особого типа до максимальной высоты Тургайского водораздела. Основное достоинство проекта антиреки состоит в том, что он сохраняет потенциальные запасы водных ресурсов бассейнов верхнего и среднего течения Оби и Иртыша для орошения южных равнин Западной Сибири, но отходит от практического решения этой важнейшей проблемы. Между тем в ряде правительственных постановлений по Обь-Арало-Каспийской мелиоративной системе при возведении необходимых гидротехнических сооружений первые положительные результаты по значительному увеличению урожайности сельскохозяйственных культур будут получены на территории Алтайского края, Павлодарской, Новосибирской, Омской, Тюменской, Северо-Казахстанской и Курганской областей. Таким образом, проект антиреки свел перераспределение речного стока Западной Сибири только к решению одной задачи — обводнения засушливых районов Казахстана и Средней Азии. Задачу орошения главных сельскохозяйственных районов Ишимской степи, Барабы и Кулунды он вывел из общегосударственной проблемы и фактически возложил ее решение на областные мелиоративные организации, которые не могут выполнить проработку больших межрегиональных проектов.

В наши дни разработка любой мелиоративной системы должна проходить на базе обоснованной научной концепции, вскрывающей главнейшие закономерности естественноисторического развития того или иного региона. Для разработки мелиоративных мероприятий по обводнению южных равнин Западной Сибири особое значение имеют новейшие данные о природе их современного рельефа. Рельеф не только предопределяет характер главнейших элементов географического ландшафта, но и отражает последние этапы развития Кулунды, Барабы и Ишимской степи и их сложную палеогеографическую эволюцию. К сожалению, изучение рельефа указанной территории очень сильно отстало от стремительных темпов развития народного хозяйства Западной Сибири. Одновременно с этим у различных исследователей еще нет единого мнения об истории происхождения ее рельефа. Все это привело к тому, что особо важные геоморфологические и палеогеографические данные при разработке существующих проектов переброски части стока сибирских рек на юг недостаточно использовались и в большинстве случаев не учитывались в той степени, в которой они должны быть всесторонне рассмотрены при решении любой мелиоративной проблемы.

Таким образом, для разработки наиболее эффективной программы мелиорации южных равнин Западной Сибири совершенно необходима подробная информация о новейшей истории формирования природных ландшафтов и современного рельефа. Мелиоративная система должна вписываться в естественный палеогеографический процесс. Только при этом условии можно обеспечить наиболее целесообразное использование природных и материальных ресурсов Западно-Сибирского региона и иметь гарантии от нежелательных изменений природной среды.

Современный рельеф южных равнин Западной Сибири обусловлен эрозионно-аккумулятивной деятельностью современных и четвертичных прарек. В позднечетвертичное время долины Енисея, Оби, Иртыша, Ишима и Тобола были неоднократно связаны между собой ложбинами стока. В связи с этим реконструкция главнейших этапов развития прарек, современных долин и древних ложбин стока открывает большие возможности практической реализации важнейшей проблемы переброски обских и енисейских вод на юг. Реставрация палеоландшафтов последних этапов развития современной гидрографической сети весьма рациональна во всех отношениях. Ложбины древнего стока и их озерные системы должны быть максимально использованы в качестве естественных каналов для межбассейновой переброски. При этом ложа будущих каналов в значительной степени уже подготовлены самой природой. В связи с этим весьма нежелательные, а порой и губительные, изменения гидрологических условий, возникающие обычно после сооружения каналов, будут сведены к минимуму. Древние и современные долины, ложбины стока и их озерные системы имеют весьма благоприятное географическое расположение для обводнения засушливых районов Западной Сибири. Одновременно с этим их рациональное использование обеспечит значительную экономику государственных ассигнований на комплексное преобразование водного хозяйства азиатской части Союза.

Палеогеографические реконструкции позволяют обосновать вполне конкретную научную концепцию, которая должна быть положена в основу решения проблемы переброски части стока сибирских рек с севера на юг. В ее основе должна лежать идея объединения современных и древних речных долин и ложбин стока в единую наиболее рациональную систему водных артерий. Поэтому все существующие проекты обводнения южных районов Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии должны быть проанализированы сейчас с позиций новой вполне обоснованной научной концепции. Вполне естественно, что из их большого числа следует выбрать для последующей более детальной проработки только те, которые в своей основе наиболее близко приближаются к реставрации основного этапа формирования древних ложбин стока. Лишь при соблюдении указанных условий мы можем избежать весьма нежелательных изменений природного баланса и дать обоснованные прогнозы возможных изменений природной среды в процессе длительной эксплуатации мелиоративных систем.

Высказанные положения были рассмотрены на XIV Пленуме Геоморфологической комиссии АН СССР. В принятых решениях они получили положительную оценку как новое направление в решении мелиоративных проблем путем рациональной реконструкции древних и современных речных систем. Практически предложенные реконструкции сейчас широко реализуются на строительстве первого в Западной Сибири Кулундинского оросительного канала.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ОСВОЕНИЯ НЕЧЕРНОЗЕМНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В связи с выполнением принятых решений на территории нечерноземной зоны европейской части нашей страны сейчас осуществляются мелиоративные работы большого масштаба. В значительно меньшей степени они проводятся в пределах однотипных природно-хозяйственных районов Западной Сибири, хотя по потенциальным возможностям она значительно выше многих административных подразделений Русской равнины, которые причислены к мелиоративным объектам первостепенной важности. Говоря об этом, мы отдаем себе полный отчет в том, что в ряде случаев при определении некоторых направлений в развитии сельского хозяйства тех или иных областей принимаются во внимание

не только их природные ресурсы, но и чисто экономические соображения, и им нередко отдается определенное предпочтение. В ряде случаев принятие необходимых решений по главнейшим проблемам мелиорации отдельных регионов Советского Союза значительно задерживается по причине недостаточной изученности их природных условий или вследствие несвоевременной подготовки исходных данных.

Правоту высказанных положений можно подтвердить на примере анализа природных условий нечерноземной зоны Западной Сибири. Ее большие мелиоративные возможности были вполне обоснованы еще в самом начале нашего столетия благодаря проведению первых гидротехнических работ. В наши дни опыт строительства осушительных каналов дореволюционного периода успешно используют передовые совхозы и колхозы и получают весьма значительные доходы даже при проведении самых простейших мелиоративных мероприятий. При этом себестоимость проведенных работ нередко окупается за один год. Следует помнить, что первым очагом развития земледелия в Западной Сибири явилась ее нечерноземная зона. Еще при Петре Первом между г. Тобольском и Омской крепостью (1716 г.) были построены укрепленные поселения, крестьянские хозяйства которых затратили значительные усилия в направлении сельскохозяйственного освоения нечерноземных районов Среднего Прииртышья.

За послевоенные годы на территории нечерноземной зоны Западной Сибири проведены значительные исследования в области всестороннего изучения ее природных условий. К сожалению, полученные материалы опубликованы в самых различных изданиях и еще не проанализированы с позиций их широкого использования в мелиоративной практике. Поэтому в настоящем сообщении в порядке постановки проблемы мы в самой сжатой форме осветим исходные данные по мелиоративному районированию нечерноземной зоны Западной Сибири и приведем необходимые сравнения с однотипными сельскохозяйственными угодьями европейской части нашей страны.

Нечерноземная зона Западной Сибири и европейской части Союза занимает в умеренных широтах весьма большую территорию и на севере заходит за Полярный круг. Однако в настоящее время основным объектом мелиоративных работ там и тут является относительно неширокая полоса развития осино-березовых и смешанных лесов, лежащая к югу от весьма широкой зоны развития темнохвойной тайги. В строении территории европейской части нашей страны принимают участие ледниковые отложения. Земная поверхность полосы развития смешанных лесов здесь характеризуется наличием ярко выраженного холмистого рельефа, осложненного присутствием заболоченных низин самых различных размеров и очертаний. Особенности ее рельефа предопределяют большую пестроту почвенного покрова, в составе которого обычно преобладают дерново-подзолистые почвы. В четвертичных отложениях моренных равнин европейской части широко распространены валуны и очень часто в таком количестве, что перед обработкой сельскохозяйственных угодий требуется их специальная уборка.

Геолого-геоморфологические условия зоны осино-березовых лесов Западной Сибири резко отличаются от таковых географических ландшафтов европейской части нашей страны. От восточного склона Урала она непрерывно прослеживается до Енисея на расстоянии 2000 км. Ее средняя ширина достигает 150 км. В районах Тюменской области она возрастает до 250 км. На всем этом огромном пространстве в основном развиты древние и молодые аллювиальные равнины прарек и современных речных артерий. Террасированный рельеф, весьма ограниченное распространение гривных ландшафтов, отсутствие замкнутых озерных систем локальной аккумуляции и широкое развитие лугово-черноземных и серых лесных почв создают благоприятные условия

для успешного развития мелиоративных работ. Значительно меньшую территорию занимают в нечерноземной зоне Западной Сибири денудационные и предгорные равнины, в строении которых принимают участие третичные и мезозойские континентальные образования и делювиальные лёссовидные отложения. В основном они развиты в пределах правобережной части Тарского Прииртышья и в районах Чулымско-Енисейской впадины, где их равнинный рельеф по сравнению с устройством поверхности аллювиальных равнин имеет значительно более высокие показатели горизонтального и вертикального расчленения и более повышенное значение уклонов пахотных угодий. В связи с этим денудационные и предгорные равнины сравнительно слабо заболочены и в этом отношении существенно отличаются от соседних районов террасовых равнин. В числе первоочередных работ здесь надо проводить не осушение, а осуществить комплекс мелиораций по борьбе с водной эрозией почв.

Охарактеризованная полоса первоочередного освоения нечерноземной зоны Западной Сибири имеет неисчерпаемые запасы торфа — важнейшего органического удобрения. К ее территории приурочен Средне-Иртышский торфо-внвианитовый бассейн, который сможет удовлетворить запросы сельского хозяйства в области использования местных фосфорно-кислых удобрений. Озера нечерноземной зоны Западной Сибири обладают весьма значительными запасами сапропеля. Это поистине универсальное удобрение. Широкое использование сапропеля способствует значительному повышению плодородия почв. Кроме перечисленных местных удобрений, на территории нечерноземной зоны Западной Сибири разведаны месторождения озерно-болотных мергелей и пресноводного мела. Трудно переоценить их значение в решении проблемы освоения подзолистых почв.

В связи с ускоренным развитием нефтедобывающей промышленности Западной Сибири многие районы ее нечерноземной зоны вовлекаются сейчас в активную сферу народнохозяйственного освоения. Согласно плановым предначертаниям, Западная Сибирь в самые ближайшие годы станет основным поставщиком нефти и газа в нашей стране, и нет никаких сомнений в том, что дальнейшее развитие сельского хозяйства ее нечерноземной зоны будет проходить по резко восходящей линии. Поэтому максимальные усилия ученых должны быть направлены сейчас на обобщение всех исходных данных о природных условиях нечерноземной зоны Западной Сибири с тем, чтобы в короткий срок дать необходимое обоснование для постановки на ее территории больших мелиоративных работ. Кроме того, необходимо также детально сравнить полученные данные с главнейшими итогами изучения природной обстановки нечерноземной зоны европейской части нашей страны и убедительно доказать значительный экономический эффект комплексных мелиораций как на территории Среднего Прииртышья и Северной Барабы, так и сельскохозяйственных районов Томской области. Можно высказать обоснованные гарантии в том, что по завершении указанных исследований будут получены вполне объективные материалы для принятия правительственных решений о включении районов Западной Сибири в единый Государственный план мелиоративного освоения нечерноземной зоны нашей страны.

АНАЛИЗ РАСЧЛЕНЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ЮЖНЫХ РАВНИН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ ЗОНЫ СКЛОНОВОГО ЗЕМЛЕДЕЛИЯ

В настоящее время опубликовано много работ по вопросам размещения и специализации земледелия и животноводства в районах южных равнин Западной Сибири. На этой территории обычно выделяются че-

тыре природные зоны: подтаежная, северная лесостепная, южная лесостепная и степная. Как обычно, их выделение основано на соотношении тепла и влаги, которые в значительной степени предопределяют специализацию сельского хозяйства с целью получения максимальной продукции при минимальных затратах общественного труда. С этих позиций в целом вся огромная территория южных равнин Западной Сибири отнесена сейчас к единой области степного земледелия.

Рельеф области степного земледелия Западной Сибири, по представлениям многих специалистов сельского хозяйства, характеризуется удивительным однообразием. Только этим можно объяснить то положение, что на опубликованных картах сельскохозяйственного районирования сильно пониженные предельно равнинные районы Ишимской степи и Кулунды и резко расчлененные и значительно приподнятые районы предгорных равнин и Приобского плато отнесены к единой зоне.

По затронутым вопросам мы считаем необходимым высказать свои соображения о разделении степной зоны Западной Сибири на две самостоятельные области, исходя из резких различий в строении их рельефа, которые предопределяют в значительной степени пути развития сельского хозяйства. К первой области следует отнести весьма равнинные районы Ишимской степи, Барабы и Кулунды, ко второй — значительно приподнятые и сильно расчлененные районы предгорных равнин Алтае-Саянской складчатой области и Приобского плато. В пределах второй области должна быть выделена значительная территория с особо сложным рельефом и отнесена к самостоятельной зоне склонового земледелия.

В пределах зоны склонового земледелия к числу важнейших мероприятий по повышению плодородия почв следует отнести систему борьбы с водной эрозией. Разрушительная деятельность воды в районах предгорных равнин и Приобского плато развивается в двух направлениях. С одной стороны, она производит плоскостной смыв почв, а с другой — линейный размыв, в результате которого идет интенсивное развитие овражной сети. Морфология современного рельефа, особенности литологического состава покровных образований, своеобразная климатическая обстановка и интенсивное сельскохозяйственное использование почвенных ресурсов предгорных равнин и Приобского плато без всестороннего учета их природных условий предопределяют предпосылки для активного развития процессов смыва и размыва почв.

Вся территория предгорных равнин Алтае-Саянской складчатой области и Приобского плато характеризуется значительной расчлененностью рельефа. По всем основным морфометрическим показателям она резко отлична от равнинных районов Кулунды, Барабы и Ишимской степи. Одновременно с этим территория предгорных равнин и Приобского плато имеет и значительные уклоны земной поверхности в пределах главнейших сельскохозяйственных угодий. Этот вывод убедительно вытекает из анализа усредненных фактических данных:

Морфометрический показатель	Районы предгорных равнин и Приобского плато	Районы Ишимской степи, Барабы и Кулунды
Густота расчленения рельефа, км/км ²	1,5—2,5	0,2—0,4
Глубина местных базисов эрозии, м	40—80	5—10
Уклоны земной поверхности, град	3—9	до 0,5—1

В вегетационный период в районах предгорных равнин проходят значительные ливневые дожди. Их интенсивность достигает 2,6 мм/мин. В отдельные годы за одни сутки выпадает до 95 мм жидких осадков. Вместе с этим большие запасы воды в снеге (до 144 мм), глубокое промерзание почв и их оттаивание после схода снежного покрова также обуславливают значительное увеличение слоя поверхностного стока. Указанные природные явления усиленно развиваются еще и потому, что

почвы предгорных равнин и Приобского плато развиты главным образом на лессовидных суглинках, которые обладают весьма низкой инфильтрацией талых и ливневых вод.

Приведенная предельно краткая характеристика природных условий предгорных равнин и Приобского плато ясно говорит о том, что территория южных равнин Западной Сибири остро нуждается в срочном проведении большого количества различных мероприятий по борьбе с водной эрозией почв. Приходится сожалеть, что при составлении опубликованных карт сельскохозяйственного районирования не были учтены в необходимой мере особенности строения рельефа предгорных равнин и Приобского плато и до настоящего времени значительная часть их районов необоснованно приравнена к предельно равнинной степной зоне Западной Сибири. Между тем материалы приведенной выше таблицы свидетельствуют о том, что глубина расчленения рельефа и уклоны земной поверхности юго-восточной части Западно-Сибирской равнины не могут идти ни в какое сравнение с однотипными морфометрическими показателями Ишимской степи, Барабы и Кулунды. По этим данным значительная часть районов предгорных равнин и Приобского плато должна быть отнесена к области склонового, а не степного земледелия, на территории которой необходимо осуществить соответствующие агротехнические и организационно-хозяйственные мероприятия по борьбе с водной эрозией. Поэтому в первую очередь следует пересмотреть главнейшие основы сельскохозяйственного районирования южных равнин Западной Сибири и, кроме учета тепла и влаги и экономических соображений, принять во внимание все особенности строения их рельефа.

Для строго научного обоснования всех мероприятий по борьбе с водной эрозией почв в предгорных равнинах и их практической реализации следует срочно составить детальные почвенно-эрозионные карты. При этом следует учесть все новейшие геоморфологические данные и последние морфометрические материалы о рельефе. Основы почвенно-эрозионного районирования южных равнин Западной Сибири должны базироваться на хорошей геоморфологической карте и на трех исходных морфометрических картах (глубина расчленения рельефа, густота расчленения рельефа и карта уклонов земной поверхности). Опыт почвенно-эрозионного районирования ряда областей нашей страны и результаты соответствующих исследований зарубежных ученых наглядно показали, что указанные морфометрические и геоморфологические материалы дают не только обоснованные качественные, но и количественные показатели для выяснения основных закономерностей проявления и предупреждения всех факторов водной эрозии.

На втором этапе планируемых исследований необходимо создать в пределах ключевых участков предгорных равнин и Приобского плато сеть опытно-показательных совхозов и колхозов, чтобы на положительных результатах их сельскохозяйственной практики усовершенствовать и внедрить новые рациональные агротехнические, агромелиоративные и организационно-хозяйственные меры защиты почв от водной эрозии в пределах весьма обширной юго-восточной части Западно-Сибирской равнины.

На территории южных равнин Западной Сибири общая площадь районов склонового земледелия не менее 4 млн. га. Ежегодно с каждого из них весной стекает 400—700 м³ воды. При этом на оголенных склонах южных экспозиций указанный процесс обычно проходит в весьма короткий срок. В этих условиях трудно переоценить значение мелиоративных мероприятий в борьбе со стоком талых вод. Проведенные опыты показали, что даже строительство простых гидротехнических сооружений в системе овражных водосборов вместе с проведением самых несложных агротехнических приемов обработки почв (распашка

поперек склона, прикатка кольчатыми катками и др.) приводит к резкому сокращению водной эрозии почв и повышению урожайности. Зарегулированные весенние воды могут быть аккумулированы в ряде искусственных водоемов и широко использованы в дальнейшем для орошения сельскохозяйственных культур. По данным Алтайского научно-исследовательского Института земледелия и селекции, с поливного гектара предгорных равнин можно ежегодно собирать до 50 ц пшеницы или до 500—700 ц силосной массы. Создание широкой сети искусственных водохранилищ в районах склонового земледелия приведет к получению стабильных урожаев. Одновременно с этим система водоемов может служить хорошей основой для организации весьма рентабельного плодоводного хозяйства.

Вопрос об обосновании выделения в пределах южных равнин Западной Сибири самостоятельной зоны склонового земледелия надо решать без всякого промедления с тем, чтобы своевременно рекомендовать для ее районов наиболее рациональные агротехнические, агролесометрические и организационно-хозяйственные меры эффективной защиты почв от водной эрозии и обеспечить ее совхозы и колхозы сельскохозяйственными машинами необходимой конструкции.

Совершенно ясно, что в данном сообщении мы не могли осветить значение геоморфологических данных в решении многих проблем народнохозяйственного освоения природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока. Свое внимание мы заострили только на тех, которые с нашей точки зрения являются первоочередными. В последующих публикациях мы остановимся на рассмотрении геоморфологических аспектов развития промышленно-территориальных комплексов Восточной Сибири и районов Байкало-Амурской магистрали.

ЛИТЕРАТУРА

- Николаев В. А. Опыт организации и основные итоги коллективных исследований по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976.
- Флоренсов Н. А. О геоморфологических формациях.— «Геоморфология», 1971, № 2.
- Флоренсов Н. А. Предисловие к кн. «Проблемы эндогенного рельефообразования». М., «Наука», 1976.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Кузнецова Г. Ф., Лоскутов Ю. И., Филатов В. Ф., Филагова Н. Р.</i> Формирование гидросети юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа в мезозое и раннем кайнозое	5
<i>Якименко Э. Л.</i> Показатели статичности и динамики современного рельефа	14
<i>Казакевич Ю. П., Ванко Н. А., Комарова М. С., Ревердатто М. В., Тучина Н. Н.</i> Прадольны Байкальской горной области	19
<i>Воскресенский С. С., Кадетов О. К., Костомаха В. А., Логинова И. Э., Махова Ю. В.</i> Особенности формирования речной сети Амурско-Зейской равнины	24
<i>Короткий А. М.</i> О соотношении тектонического и климатического факторов в позднекайнозойском развитии речных долин Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья	29
<i>Осадчий С. С.</i> История развития речной сети северо-восточного склона Восточного Саяна в свете проблемы использования природных ресурсов	35
<i>Белоусов В. М.</i> Древние долины бассейнов рек Бодайбо и Энгажимо	40
<i>Шофман И. Л.</i> Этапы врезания и погребения в развитии долин северо-востока Сибирской платформы	43
<i>Лебедев С. А., Шубин Г. А.</i> Основные этапы развития и некоторые особенности строения речных долин горных районов Дальнего Востока СССР	47
<i>Воскресенский С. С., Венцкевич С. Д., Воскресенский И. С., Колосова Г. Н.</i> Основные этапы развития долининой сети верховьев бассейна Колымы в плиоцен-четвертичное время	51
<i>Ивановский Л. Н.</i> Особенности развития долин на южном побережье Байкала в антропогене	55
<i>Базаров Д. Б., Борисенко И. М., Тулохонов А. К.</i> История развития речных долин Бурятии как основа для прогноза ирригации земель подземными водами	62
<i>Бородин В. Н.</i> Анализ продольных профилей рек Вельминской антеклизы для целей неотектонических построений	66
<i>Зведер Л. Н.</i> Новейшая тектоника и речные долины в Илимском, Усть-Кутском и Катангском районах в связи с проблемой мелиорации	71
<i>Музис А. И.</i> Формирование прарек и современной речной сети Амурско-Зейской равнины по данным дешифрирования космических снимков	75
<i>Галабала Р. О.</i> Развитие речных систем Тены и Яны и причины перестроек их плана	80
<i>Коноплева В. И., Сокольский А. М.</i> История формирования долин Востока СССР	87
<i>Пельтек Е. И., Табацкий И. М.</i> К истории формирования рельефа зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (на примере междуречья Подкаменной Тунгуски и Фатянихи)	93
<i>Николаева Т. В., Шувалов В. Ф.</i> Речные долины бессточного бассейна Центральной Азии (на примере Южной и Юго-Восточной Монголии)	100
<i>Богоявленский Б. А.</i> Моделирование природы озерного края Селенгинской дельты, ее динамика и прогноз развития	105
<i>Миляева Л. С.</i> Использование космических телевизионных снимков для выявления индикационных особенностей гидросети	129

<i>Корина Н. А.</i> Плиоцен-раннеплейстоценовый погребенный эрозионный рельеф Северной Монголии	134
<i>Былинская Л. Н.</i> О террасах долины Чонкемина и оледенениях Северного Тянь-Шаня	137
<i>Шевнин А. С.</i> Морфологические и морфометрические особенности современного рельефа Новосибирского Приобья	143
<i>Якименко Э. Л.</i> Симпозиум по количественным методам в географии XXIII Меж- дународного географического конгресса (20—26 июня 1976 г.)	153
<i>Николаев В. А., Пучков Д. В.</i> Основные задачи палеопотамологических иссле- дований в СССР в связи с решением мелиоративных проблем	155
<i>Хворостова З. М.</i> Роль системного геоморфологического подхода в решении за- дач, связанных с мелиорацией земель (к определению содержания проблемы)	159
<i>Богоявленский Б. А., Дибцев Е. Н., Михайлов Ю. П., Попов Л. В., Шевцов А. П.</i> Комплексное аэровизуальное обследование севера Западной Сибири	169
<i>Николаев В. А.</i> Итоги, задачи и проблемы изучения рельефа Сибири и Дальнего Востока	192

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН
И ПРОБЛЕМЫ МЕЛИОРАЦИИ ЗЕМЕЛЬ

СИБИРЬ И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Ответственные редакторы
Николай Александрович Флоренсов
и *Владимир Александрович Николаев*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства *Н. Г. Рязанова*
Художник *В. И. Шумаков*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Г. Я. Герасимчук*
Корректоры *В. А. Кокшарова, Т. О. Негодова*

ИБ № 10438

Сдано в набор 14.09.78. Подписано к печати 22.05.79. МН 10232. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типограф-
ская № 2. Литературная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,9+1 вкл. Уч.-изд. л. 20,1.
Тираж 1000 экз. Заказ № 273. Цена 3 р. 50 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

**Стратегия геохимических поисков рудных месторождений
Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления
цветных металлов**

Царев Д. И. Магматические и метасоматические процессы в
формировании ангитов

**Природа растворов и источники рудообразующих веществ
эндогенных месторождений**

**Строение и абсолютная геохронология аласных отложений
Центральной Якутии**

Электромагнитные методы исследования скважин

Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных ба-
зитов

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы на-
правляют по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской про-
спект, 22, Магазин «Наука».*

Формирование гидросети юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа в мезозое и раннем кайнозое. Кузнецова Г. Ф., Лоскутов Ю. И., Филатов В. Ф., Филатова Н. Р. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток, Новосибирск, «Наука», 1979, с. 5—14.

Рассматривается история формирования гидросети региона на протяжении мезозоя и раннего кайнозоя, приводятся палеогеологическая карта предраннеюрского времени и палеогеоморфологические карты на раннеюрское и раннемеловое время, излагается методика их построения. Подчеркивается преобладание (устойчивость) положения основных долин в пространстве, несмотря на переход отдельных их участков и целых систем из одного бассейна в другой, отмечается чередование эпох врезания с агградационным заполнением долин. Для Енисейского кряжа и прилегающих территорий отмечается стабильное развитие речных долин, большинство которых унаследовано с юрского времени.

Коренная перестройка общего плана гидросети, наметившаяся еще в конце позднего мезозоя, особенно резко проявилась на рубеже неогена и четвертичного периода. К этому времени относится начало формирования транзитных глубоко врезанных долин Ангары, Подкаменной и Ниж. Тунгусок. Библ. 6. Ил. 3.

Показатели статик и динамики современного рельефа. Якименко Э. Л. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 14—19.

На примере Верхне-Колымского нагорья показано, что в рельефе как едином целом и в его элементах (водоразделах, склонах и днищах долин) заключаются показатели статик и динамики. Общая оценка рельефа осуществлена морфометрическими и статистическими показателями. В количественных показателях водоразделов, склонов и днищ долин динамика рельефообразующих процессов проявляется в более чистом виде. Библ. 14.

Падолыны Байкальской горной области. Казакевич Ю. П., Васько Н. А., Комарова М. С., Ревердатто М. Б., Тучнина Н. Н. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 19—24.

Широко развитые эоплейстоценовые падолыны, реже более древние, располагаются на различных уровнях. При этом имеется определенное постоянство в соотношениях падоллин и современных долин в пределах крупных морфоструктур. Закономерности в размещении падоллин в области Байкальского рифта, на Витимском плоскогорье, на Патомском нагорье, а также на территории, лежащей между Патомским нагорьем и зоной Байкальского рифта, имеют большое значение как для поисковых работ на россыпях различных полезных ископаемых, так и при строительстве гидросооружений. Ил. 2.

Особенности формирования речной сети Амуро-Зейской равнины. Воскресенский С. С., Кадетов О. К., Костомаров В. А., Логинова И. Э., Махова Ю. В. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 24—29.

Устанавливается цикличность развития речной сети: плиоцен-среднеплейстоценовый врез сменялся заполнением долин отложениями белогорской свиты и формированием единого геоморфологического уровня. В конце среднего плейстоцена новый врез долины закладывается согласно естественному наклону поверхности. Этап формирования генетически сложной выровненной поверхности связан с наиболее значительными перестройками речной сети. Библ. 3. Ил. 2.

О соотношении тектонического и климатического факторов в позднекайнозойском развитии речных долин Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья. Короткий А. М. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 29—35.

В Сихотэ-Алине и Юго-Западном Приморье выделяются три зоны, разные по знаку и интенсивности вертикальных движений. В их пределах соотношения тектонического и климатического факторов различны. В зонах устойчивого погружения (прибрежных) решающим моментом в осадконакоплении крупных речных долин являлись эвстатические колебания уровня Японского моря. В Уссури-Ханкайской впадине колебания уровня оз. Ханка на фоне устойчивого осадконакопления приводили к кратковременным малоамплитудным фазам эрозии.

В зоне устойчивого воздымания долинный морфогенез на ранних этапах определялся тектоническим поднятием, которое реализовалось через эрозионный врез (лестница высоких докольных террас), на поздних — под влиянием климата — через замедление глубинной эрозии и формирование серии прислоненных аккумулятивных террас. В наибольшей мере климатические колебания повлияли на долинный морфогенез рек I—IV порядков зоны, переходной от областей устойчивого воздымания к областям устойчивого погружения. Библ. 18. Ил. 1.

История развития речной сети северо-восточного склона Саяна в свете проблемы использования природных ресурсов. Осадчий С. С. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 35—40.

История речной сети территории тесно связана с развитием неотектонической структуры и климатом. Становление речной сети и морфоструктур произошло в основную стадию неотектонического этапа — олигоцен-эоценовую. Именно для этой стадии характерна активная связь речной сети и морфоструктур, тогда как в дальнейшем она была потеряна. В формировании речной сети во вторую стадию — верхнеолигоцен-пленстоценовую — огромную роль играет общее увлажнение (похолодание) климата. Кобы химического выветривания, особенно линейные, служили основным фактором в формировании речной сети исследуемой территории на всех этапах. Библи. 21. Илл. 1.

УДК 551.436(571.5)

Древние долины бассейнов рек Бодайбо и Энгажимо. Белоусов В. М. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 40—43.

Описываются фрагменты древних долин рек Бодайбо и Энгажимо и их аллювиальные кайнозойские отложения, с которыми могут быть связаны россыпные месторождения. Библи. 5.

УДК 551.436(571.6)

Этапы врезания и погребения в развитии долин северо-востока Сибирской платформы. Шофман И. Л. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 43—46.

Рассмотрены особенности развития долин северо-востока Сибирской платформы, которые имеют много общего с историей становления речной сети Патомского нагорья и Байкальской горной страны. Выделено три этапа развития. Первый — прерывистого врезания, последовавшего за эпохой длительной мел-палеогеновой и неогеновой денудации; — начался в конце плиоцена до начала среднего плейстоцена. Второй — этап накопления мощной озерно-аллювиальной толщи — со времени самаровского оледенения до казанского межледниковья. И наконец, третий этап — формирование II и I надпойменных террас. Основные этапы врезания необходимо учитывать при поисках россыпей, проектировании гидротехнических сооружений, гидрогеологических и инженерно-геологических изысканиях. Библи. 6.

УДК 551.436(571.6)

Основные этапы развития и некоторые особенности строения речных долин горных районов Дальнего Востока СССР. Лебедев С. И., Шубин Г. А. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 47—51.

Устанавливается несколько крупных этапов врезания и аккумуляции в речных долинах с максимальным врезом в среднечетвертичное время. После выполнения долин рыхлыми отложениями намечается новый, верхнечетвертично-голоценовый врез, местами не достигающий среднечетвертичного ложа долин. Изменения в направленности развития долинового рельефа авторы склонны связывать с тектоническими причинами. Библи. 5.

УДК 551.436(571.651)

Основные этапы развития долиновой сети верховьев бассейна Колымы в плиоцен-четвертичное время. Воскресенский С. С., Венцкевич С. Д., Воскресенский И. С., Колосова Г. Н. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 51—54.

Долины формировались в результате чередования циклов углубления и выполнения рыхлыми отложениями. К середине плиоцена они приняли в основном современные очертания. Плиоцен-нижнечетвертичный этап врезания сменился мощным накоплением осадков. В начале среднечетвертичного времени — новый врез с последующим заполнением долин в самаровское время. Верхнечетвертичный — голоценовый этап характеризуется прерывистым углублением с образованием лестницы террас. Библи. 12. Илл. 1.

УДК 551.436(571.53)

Особенности развития долин на южном побережье Байкала в антропогене. Ивановский Л. Н. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 55—62.

Широко развитые в настоящее время селевые выносы были присущи всей истории антропогена. Переотложенный селевым материалом ошибочно принимался ранее за следы древнего оледенения.

Делается вывод об отсутствии влияния на ледниковой деятельности на морфологию долин нижних частей рек северного склона Хамар-Дабана. Библи. 13.

История развития речных долин Бурятии как основа для прогноза ирригационных земель подземными водами. Базаров Д. Б., Борисенко И. М., Тулохов А. К. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 62—66.

Основные площади сельскохозяйственных угодий расположены в речных долинах и межгорных впадинах. Несмотря на обилие водотоков и сравнительно высокий модуль стока, во многих районах республики расширение ирригации тормозится отсутствием достаточного количества поверхностных вод. В то же время надежным водостоком полноводные земледелия могут быть воды, заключенные в рыхлых отложениях речных долин. Значительной мощностью водоносных пластов характеризуются современные отложения низких террас и прарусел. Меньшей водоносностью обладают песчано-гравийные и гравийные отложения низких и средних террас. Для высоких террасоувалов свойственны неблагоприятные условия использования подземных вод. Библи. 3. Илл. 1.

УДК 551.436(371.5)

Анализ продольных профилей рек Вельминской антеклизы для целей неотектонических построений. Бородин В. Н. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 66—71.

Для 290 рек Вельминской антеклизы (бассейн Подкаменной Тунгуски) получены деформации продольных профилей по ординатной составляющей и уклонам. По изменению продольного профиля (отрицательному или положительному) определяются местоположение разрывного нарушения и направление тектонических движений блоков земной коры вдоль разрыва. В строении продольных профилей находят отражение тектонически активные локальные структуры. Библи. 3. Илл. 1.

УДК 551.436(371.5)+627.4

Новейшая тектоника и речные долины в Илимском, Усть-Кутском и Катанском районах в связи с проблемой мелиорации. Зведер Л. Н. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 71—75.

Отмечается большая информативность речных долин при изучении новейшей тектоники в связи с проблемой мелиорации. Анализируются вещественный состав отложений, геоморфологические, неотектонические, топографические карты — для общей оценки сельскохозяйственного целинных земель и мелиорации Катанской и Чульгинской впадин.

УДК 551.436(371.6)

Формирование прарек и современной речной сети Амуро-Зейской равнины по данным дешифрирования космических снимков. Музис А. И. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 75—80.

На основе дешифрирования космических телесъемочных фотоснимков Амуро-Зейская равнина подразделяется на западную и восточную части, отличающиеся различным строением рельефа. Крупные разрывные нарушения группируются в северо-восточную, северо-западную и субширотную (на севере) зоны. Полученные данные позволили по-новому поместить шесть основных этапов формирования Амуро-Зейской равнины и развития ее речной сети в позднем кайнозое. Библи. 10. Илл. 1.

УДК 551.436(371.5)

Развитие речных систем Лены и Яны и причины перестроек их плана. Галабала Р. О. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 80—87.

Анализируется становление плана речной сети, близкого современному, начиная с середины раннего мела. Перестройка рисунка речной сети происходит только в периоды заметных тектонических подвижек и оледенений. Библи. 9. Илл. 3.

УДК 551.436(371)

История формирования долин Востока СССР. Конондава В. Н., Соколовский А. М. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 87—93.

Морфология современной долиновой сети обусловлена характером неотектонических движений и ориентировкой зон разломов. В развитии долин чередуются этапы врезки и аккумуляции рыхлых отложений, причем максимальные по амплитуде врезки речной сети относятся к миоцену и плиоцен-плейстоцену. Современная речная долина представляет сбалансированную систему, сформировавшуюся несколько миллионов лет. Интенсивная хозяйственная деятельность приводит к нарушению природного равновесия и нежелательным последствиям в виде, например, усиления процессов денудации. Необходимы исследования для разработки мер предупреждения и борьбы с такими нежелательными явлениями. Библи. 7. Илл. 1.

УДК 551.5(571.1+571.5)

К истории формирования рельефа зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (на примере междуречья Подкаменной Тунгуски и Фатъинихи). Пельтек Е. И., Табацкий И. М. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 93—100.

Основные речные долины зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты были заложены на рубеже ранне- и позднемеловой эпох. Впоследствии развились унаследованно. Библ. 14. Ил. 4.

УДК 551.436(519.3)

Речные долины бессточного бассейна Центральной Азии (на примере Южной и Юго-Восточной Монголии). Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 100—105.

Охарактеризованы особенности речных долин различных регионов бассейна замкнутого стока МНР. Показана связь планового рисунка, продольного и поперечного профилей речных долин с тектоническими структурными формами разных порядков. Отмечена взаимосвязь пространственной ориентировки речной сети и трещиноватости. Затронуты вопросы возраста речных долин.

УДК 551.436(571.53)

Моделирование природы озерного края Селенгинской дельты, ее динамика и прогноз развития. Богоявленский Б. А. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 105—128.

Дельта Селенги — типичная дельтовая равнина Байкала. На примере низовьев Селенги раскрыта динамика развития природы озерной части реки, определены мероприятия по ее сохранению от прямого и косвенного техногенного воздействия со стороны Темляйского цементного завода, Селенгинского и Байкальского комбинатов и бытовых стоков. Библ. 29. Ил. 14.

УДК 551.436

Использование космических телевизионных снимков для выявления индикационных особенностей гидросети. Миляева Л. С. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 129—134.

На телевизионных космических снимках территории Сибири наблюдается неодинаковая генерализация порядков (начиная с 3-го) водотоков, различны в отображении отдельные крупные отрезки рек. Некоторые элементы гидросети разных бассейнов характеризуются кольцевым, полукольцевым S-образным рисунком. Несмотря на то, что интерпретация телеснимков в настоящее время затруднена из-за неполноты знаний о факторах, создающих фототон и фактуру снимка, можно сказать, что эти снимки вследствие своей главной особенности — генерализованного отображения — следует использовать наряду с другими материалами дистанционной съемки при изучении динамического состояния рельефа, выявлении площадей с аномальными антропогенными нагрузками на рельеф, а также других общих и специальных геологических исследованиях. Библ. 12. Ил. 1.

УДК 551.4(519.3)

Плиоцен-раннеплейстоценовый погребенный эрозийный рельеф Северной Монголии. Корина Н. А. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 134—137.

Установлено наличие системы разновозрастных погребенных долин на обширных пространствах Орхон-Селенгинского среднегорья. Определено значение погребенного эрозийного рельефа в народнохозяйственном освоении речных долин, межгорных впадин и междуречных пространств Северной Монголии. Библ. 9.

УДК 551.436(575.23)

О террасах долины Чоккемина и оледенениях Северо-Тинь-Шана. Былинская Л. Н. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 137—143.

В долине Чоккемина выделены три комплекса террас. Высочайшие сформировались как террасы врезания в результате тектонического поднятия территории в раннем плейстоцене. Средние соответствуют двум фазам среднеплейстоценового оледенения. Формирование низких террас произошло в позднем плейстоцене и голоцене. Библ. 8.

УДК 551.4(571.14)

Морфологические и морфометрические особенности современного рельефа Новосибирского Приобья. Шевнин А. С. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 143—152.

Составлены три исходные морфометрические карты и проведено районирование исследуемой территории по степени расчлененности ее рельефа. Для сильно расчлененных районов (Бузотакская холмистая равнина, Трисаларская равнина и др.) рекомендованы эффективные меры борьбы с водной эрозией. Библ. 7. Ил. 4.

УДК 551.4

Симпозиум по количественным методам в географии XXIII Международного географического конгресса (20—26 июня 1976 г.). Якименко Э. Л. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 153—155.

В хронике о состоявшемся симпозиуме подчеркнута многообразие привлеченных в географию математических методов исследования. Сложные стоящие перед географией проблем полнечет за собой в перспективе расширение арсенала методов и подходов. Намечается переход во втором этапе математизации в географию — математическому моделированию.

УДК 551.436(47)+627.4

Основные задачи палеопотамологических исследований в СССР в связи с решением мелиоративных проблем. Николаев В. А., Пучкова Д. В. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 155—159.

Авторы освещают актуальные вопросы истории развития речных долин Советского Союза, которые были предметом внимания XIV Пленума Геоморфологической комиссии АН СССР, и определяют задачи дальнейших исследований в области широкого использования геоморфологических данных в реализации мелиоративных проблем.

УДК 551.4+627.4

Роль системного геоморфологического подхода в решении задач, связанных с мелиорацией земель (к определению содержания проблемы). Хворостова З. М. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 159—169.

Геоморфологический подход рассматривается как отраслевой аспект ландшафтоведческой проблемы мелиорации земель. В качестве единой теории, охватывающей разнообразныя явления природно-территориальных комплексов, используется системный подход. Закон цельности и неразрывности географической среды, принцип обмена веществ и энергии между компонентами природы как движущая сила любого географического процесса, метод балансовых характеристик, концепция динамических фаз рельефо- и осадкообразования, концепция геоморфологических уровней и профилей равновесия рассматриваются как примеры традиционных средств геоморфологического анализа, переходящих в системный подход. Расчленение объекта на иерархические уровни, возведение показателей обмена веществом и энергией в принципиальную основу классификаций геоморфологических систем, установление функциональных связей между элементами систем и иерархическими уровнями трактуются как новые приемы, связанные с системной ориентацией. Оцениваются возможности геоморфологического вклада в изучение проблемы мелиорации земель. Библ. 30.

УДК 551.4(571.1)

Комплексное аэровизуальное обследование севера Западной Сибири. Богоявленский Б. А., Дибиев Е. Н., Михайлов Ю. П., Попов Л. В., Шведов А. П. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 169—192.

Рассмотрены результаты аэровизуальных исследований на территории северной части Западно-Сибирской равнины. На основании новых данных обоснован оригинальный подход в проведении природного районирования слабо изученных регионов Ханты-Мансийского и Ямало-Ненецкого автономных округов Тюменской области. Библ. 21. Ил. 2.

УДК 551.4(57)

Итоги задачи и проблемы изучения рельефа Сибири и Дальнего Востока. Николаев В. А. История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Сибирь и Дальний Восток. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 192—206.

Определена роль геоморфологии в системе естественных наук, дан критичекий обзор проведенных исследований с более детальным изложением итогов коллективной работы по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Намечены задачи и пути изучения рельефа Северной Азии и решения актуальных теоретических вопросов. Рассмотрены геоморфологические проблемы перераспределения речного стока, освоения нечерноземной зоны Сибири и выделения зоны склонового земледелия на основе анализа новейших гипсометрических данных. Библ. 3.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

- Исследование** фосфатов кальция физическими методами
Тектоника Сибири. Т. 8 Методологические проблемы тектоники и вопросы тектонического районирования
Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации
Вотах О. А. Структурные элементы Земли
Глобальные палеовулканологические реконструкции
Методы составления палеовулканологических карт
Сутурин А. Н., Замалетдинов Р. С., Бурмакина Г. В. Нефритообразования в гипербазитах
Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы
Эндогенные карбонаты Якутии
Гранитоидные комплексы Сибири
Девон и карбон азиатской части СССР
Руденко В. Е., Руденко Ю. Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия
Геохимия горных пород и руд Забайкалья

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22, Магазин «Наука».