

РЕЛЬЕФ ЗАПАДНО- СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ



«НАУКА»
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР
ВЫПУСК 719

РЕЛЬЕФ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Ответственный редактор
доктор географических наук *О. В. Кашменская*



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

УДК 551.4

Авторы

А. А. Земцов, Б. В. Мизеров, В. А. Николаев, В. Л. Суходровский, Н. П. Белецкая,
А. Г. Гриценко, И. В. Пилькевич, Д. А. Синельников.

Рельеф Западно-Сибирской равнины/Земцов А. А., Мизеров Б. В.,
Николаев В. А. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— 192 с.,
[2] л. вкл.

ISBN 5—02—028791—1.

«Рельеф Западно-Сибирской равнины» — коллективный труд геоморфологов академических, учебных и отраслевых институтов. В книге кратко рассмотрены природные геологические, тектонические и палеогеографические условия, сыгравшие большую роль в развитии рельефа. С системных позиций обобщен оригинальный материал по геоморфологии Западно-Сибирской равнины. Дано наиболее полное представление о строении и общих закономерностях формирования ее рельефа.

Особое внимание уделено определению главнейших научных предпосылок к решению важнейших мелиоративных проблем (обводнение и осушение, освоение нечерноземной зоны, пойменных земель и районов склонового земледелия, рациональное использование водных ресурсов и местных органоминеральных удобрений, районирование Ишимской степи, Барабы, Кулунды и др.). Определено значение геоморфологического анализа при проведении поисковых работ на различные полезные ископаемые.

Книга рассчитана на геологов, геоморфологов, географов, мелиораторов.
Табл. 1. Ил. 25. Библиогр.: 470 назв.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук *В. С. Волкова, С. Б. Шацкий*

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

1904010000—895
P—042(02)—88 198—88—IV

© Издательство «Наука», 1988

ISBN 5—02—028791—1

ПРЕДИСЛОВИЕ

На территории Азиатского континента в обрамлении геологических формаций Урала, Казахской складчатой страны, Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау, Енисейского кряжа, Сибирской платформы и Таймыра расположена весьма обширная Западно-Сибирская равнина. В течение длительного времени она являлась областью накопления мощной толщи морских и континентальных мезозойских и кайнозойских осадков. Геологическое строение Западно-Сибирской равнины было изучено слабо, и ее недра считались бесперспективными. Вследствие этого народнохозяйственное освоение степных, лесостепных и таежных районов Западно-Сибирской равнины в основном шло по линии развития сельского хозяйства, лесной, рыбной промышленности и пушного промысла. Лишь за последние 20 лет в результате проведения широких поисково-разведочных работ было установлено, что она представляет собой крупнейшую нефтегазоносную провинцию. Одновременно получен интересный материал и в области научного обоснования поисковых работ в районах Западно-Сибирской равнины на железо, бокситы, марганец и другие важнейшие полезные ископаемые и открыто весьма значительное месторождение осадочных железных руд мелового и третичного возраста в Нарымском Приобье. Кроме того, при бурении глубоких разведочных скважин в мезозойских отложениях обнаружены термальные минеральные воды, которые могут быть широко использованы в бальнеологических целях и для теплофикации населенных пунктов.

За последние годы значительно расширились перспективы угленосности Западно-Сибирской равнины за счет разведки новых месторождений юрских, меловых и третичных бурых углей, наместились реальные возможности нахождения различных россыпей и определены основные направления использования пресных подземных вод для водоснабжения совхозов и колхозов. Наконец, в целом ряде районов Западно-Сибирской равнины были открыты и разведаны многочисленные месторождения различных строительных материалов, минеральных солей и местных органоминеральных удобрений.

Природные условия Западно-Сибирской равнины и характер ее экономического развития предопределили пути рационального освоения земельных ресурсов Ишимской степи, Барабы и Кулунды на базе проведения мелиоративных работ. К сожалению, изучение ее рельефа отстало от решения практических задач в области проектирования различных гидротехнических сооружений. Изучение рельефа земной поверхности имеет большое научное и практическое значение, так как рельеф является основой географического ландшафта и во многом определяет характерные особенности главнейших компонентов. Различные его формы влияют на формирование климата и развитие различных природных процессов. От рельефа во многом зависят растительность, почвенный покров и животный мир. Результаты изучения рельефа широко используются при поисковых работах различных полезных ископаемых, при проведе-

нии железных и шоссейных дорог, нефте- и газопроводов, при строительстве гидротехнических сооружений, возведении промышленных комплексов, планировке городов, при проведении землеустроительных работ и выполнении различных агротехнических мероприятий. Новейшие данные о рельефе нашей страны приобретают особое значение в связи с практической реализацией общегосударственной программы преобразования и охраны ее природы путем проведения весьма больших мелиоративных работ в пределах равнинных районов Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии.

В основу выполнения настоящей работы авторы положили исходные материалы личных многолетних исследований. К сожалению, весьма обширная территория Западно-Сибирской равнины изучена еще крайне неравномерно, поэтому осветить все вопросы строения ее рельефа с одинаковой детальностью невозможно. Однако авторы надеются, что эта книга будет полезной и нужной для многих специалистов.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РЕЛЬЕФЕ

К первому этапу изучения рельефа Западной Сибири относятся рекогносцировочные маршруты конца XVII и первой половины XIX в., давшие крайне отрывочные сведения о рельефе восточных районов нашей страны. И только отдельные работы, появившиеся во второй половине прошлого столетия, легли в основу дальнейших исследований. Среди них особое внимание заслуживают труды И. Д. Черского [1872, 1887, 1888], в которых впервые дано оригинальное геоморфологическое районирование Сибири. В пределах Восточной и Западной Сибири И. Д. Черский выделил две различные геоморфологические единицы: плоскую возвышенность в районах Восточной Сибири, ограниченную на западе Обью, и Западно-Сибирскую низменность, начинающуюся с левого берега Оби и продолжавшуюся до восточного склона Урала. Плоскую возвышенность Восточной Сибири И. Д. Черский разделил по высотным данным на три террасы: 1) высшая терраса от оз. Байкал до Бирюсы (700 верст) со средней высотой 500 м над ур. м.; 2) средняя терраса от Бирюсы до р. Чулым (515 верст) со средней высотой 313 м над ур. м. и, наконец, 3) низшая терраса между Чулымом и Обью (576 верст) со средней высотой 215 м над ур. м. При этом он говорил о том, что морфологические особенности выделенных террас непосредственно связаны с древним рельефом Сибири.

Второй этап систематических исследований совпадает с началом постройки Сибирской железнодорожной магистрали. В работах Н. К. Высоцкого [1896], А. А. Краснопольского [1898] и других много данных о рельефе, геологии и о полезных ископаемых Западной Сибири.

С 1900 по 1975 г. геоморфологические и геологические исследования на территории Западной Сибири развивались слабо. В этот период главное внимание было обращено на почвенно-ботанические и гидротехнические исследования так называемых «колониционных» районов. Основные результаты проведенных работ этого периода изложены в сочинениях Г. И. Танфильева [1902], И. П. Жилинского [1907], Д. А. Драницина [1912] и др. Почвоведы и геоботаники при проведении полевых исследований обращали большое внимание на изучение морфологических особенностей рельефа. Их монографии следует отнести к категории уникальных, так как природа Западной Сибири описана в первоизданном виде, и в ряде случаев современный рельеф существенно отличается от рельефа первого десятилетия нашего века. В частности, это ясно видно из анализа развития овражно-балочной сети в районах интенсивного сельскохозяйственного освоения черноземной зоны Западной Сибири.

Развитие геоморфологических исследований на территории Западной Сибири в годы первых пятилеток связано с именами И. П. Герасимова [1934, 1940], В. И. Громова [1934, 1940], Р. С. Ильина [1930], В. А. Обручева [1935, 1936], М. А. Усова [1937] и Я. С. Эдельштейна [1936]. По поручению Академии наук СССР и Всесоюзного научно-исследовательского геологического института они планировали, организовывали, консуль-

тировали и непосредственно участвовали в проведении значительных геологических и тематических работ. И. П. Герасимов успешно развивал новую концепцию палеогеографической эволюции Западно-Сибирской низменности, которую относил к разряду великих аллювиальных равнин. Он подверг справедливой критике устаревшие мнения о широком развитии в четвертичное время мощных озерных систем и убедительно доказал большое значение неотектоники и древней речной сети в истории формирования современного рельефа Западно-Сибирской равнины. В. И. Громов впервые подробно описал ледниковый рельеф в бассейне среднего течения Оби и привел много фактов в защиту эрозивной природы гривных ландшафтов Барабинской степи. Многочисленные работы В. А. Обручева о формировании современного рельефа и покровных четвертичных образований Западной Сибири способствовали успешному развитию ледниковой теории и решению важнейших задач практической геологии.

Главнейшая роль в познании рельефа горных и равнинных территорий Западной Сибири принадлежит М. А. Усову. Он много сделал для того, чтобы геоморфологические исследования проводились в широких масштабах и способствовали бы успешному проведению геологических и поисковых работ. Несомненно большой вклад М. А. Усова в деле подготовки кадров. С 1932 г. он впервые стал читать в Томском политехническом институте специальный курс геоморфологии и геологии рыхлых отложений, который в 1934 г. был напечатан и способствовал успешному изучению рельефа Западно-Сибирской равнины.

На протяжении многих лет вместе с М. А. Усовым успешно работал Р. С. Ильин, оказавший ему большую помощь в развитии геоморфологических исследований в Западной Сибири, его работы всегда привлекали внимание многих специалистов.

Я. С. Эдельштейн как крупный и признанный геоморфолог нашей страны систематически обобщал новые данные о рельефе Сибири в специальных региональных монографиях. Одновременно с этим он много сделал и в области подготовки квалифицированных геоморфологов, а его учебные пособия и весьма обстоятельные геоморфологические очерки о Западно-Сибирской равнине и Минусинской котловине сыграли большую роль в познании истории развития рельефа указанных регионов и в освоении методических приемов геологического анализа. Талантливый ученик Я. С. Эдельштейна В. А. Дементьев [1934, 1936, 1937, 1940] описал рельеф правых и левых притоков Оби и Иртыша (Вах, Назым, Юган, Туртас) и впервые составил гипсометрическую и геоморфологическую схемы, которые на протяжении многих лет широко использовались при проведении почвенно-ботанических и географических исследований.

Основной материал по геоморфологии Западной и Восточной Сибири в годы первых пятилеток был получен коллективом геологов Западно-Сибирского геологического управления при проведении геологических и тематических работ, выполненных под общим научным руководством М. А. Усова. Наиболее интересные материалы о рельефе Алтае-Саянской горной области за указанный период мы находим в работах И. К. Баженова [1934], А. Я. Булыникова [1934], А. М. Кузьмина [1929], И. И. Молчанова [1934], В. К. Монича [1937], И. М. Мягкова [1936], Б. Ф. Сперанского [1937], М. А. Усова [1934] и Ф. Н. Шахова [1933]. Результаты их исследований и многих других авторов, опубликованные в многочисленных изданиях Западно-Сибирского геологического управления (вестники, материалы по геологии Западно-Сибирского края и др.), неоправданно забыты, а фактический материал и выводы недостаточно используются при проведении геоморфологических исследований на территории Алтае-Саянской горной области.

Не менее значительные геоморфологические исследования в «усовский период» были проведены также и на территории Западно-Сибир-

ской равнины. В работах А. И. Гусева [1934], Л. Н. Жукова [1937], Р. С. Ильина [1934], М. И. Кучина [1932], М. П. Нагорского [1938], В. А. Николаева [1938], Л. А. Рогозина [1936а], Б. Ф. Сперанского [1937], М. А. Усова [1934], Е. В. Шумиловой [1934] и других геологов представлены материалы о рельефе Чулымо-Енисейской впадины, Кулунды, Барабы и Ишимской степи.

Послевоенный период в истории познания рельефа Западной Сибири можно подразделить на два этапа. Первый (1945—1960 гг.)— это этап постановки широких структурно-геоморфологических исследований, связанный с организацией нефтепоисковых работ в пределах Западно-Сибирской равнины. Первые работы в этом направлении были успешно проведены коллективом лаборатории геологии нефти и газа Горно-геологического института Западно-Сибирского филиала АН СССР под научным руководством М. К. Коровина [Вдовин, 1958; Зятькова, 1960; Мизеров, 1956; Николаев, 1949; Проводников, 1960; и др.]. В последующие годы структурно-геоморфологические работы были продолжены различными исследователями [Полканова, 1962; Худяков, 1964; Ласточкин, 1966; Наливкин, 1959; Чочиа, 1960; Кулаков, 1959; Соколов. Значко-Яворский, 1957; Земцев, 1957а; Мартынов, 1957; Нагорский, 1951; Шацкий, 1958; Лазуков, 1960].

Одновременно с проведением структурно-геоморфологических исследований на первом этапе последнего периода развернулись и геологосъемочные работы, при проведении которых уделялось большое внимание вопросам познания истории развития рельефа Западной Сибири. Параллельно проводились и тематические геоморфологические исследования, сконцентрированные в основном в академических и отраслевых институтах.

Второй этап послевоенного периода характеризуется постановкой коллективных работ по обобщению результатов ранее проведенных геоморфологических исследований. Академические институты Сибирского отделения и Дальневосточного научного центра в тесном содружестве со многими организациями завершают издание многотомной серии «История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока» [1964—1976]. Научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья ведет основные работы по изданию геоморфологической карты Западно-Сибирской равнины [Варламов, 1972]. Территориальные геологические управления выполняют большую работу по составлению и опубликованию многотомного издания «Геология СССР». В каждом региональном томе этой серии дана общая геоморфологическая характеристика рельефа.

Кроме того, в последний период Институт географии АН СССР издал региональные работы единой серии «Природные условия и естественные ресурсы СССР». В томе «Западная Сибирь» [1963] большое внимание уделено анализу рельефа. К этому же типу изданий можно отнести опубликованную Институтом географии АН СССР серию «Геоморфология СССР». В первом разделе тома «Равнины и горы Сибири» подведены итоги изучения рельефа Западно-Сибирской равнины [Городецкая, Лазуков, 1975]. В монографиях С. С. Воскресенского [1968] и Ю. А. Мещерякова [1972], а также в коллективной работе геоморфологов Московского университета [Геоморфологическое районирование СССР, 1980] приведены интересные данные о природе рельефа Западно-Сибирской равнины. В последней работе рассмотрены оригинальные принципы геоморфологического районирования на базе скользящего сочетания всей системы факторов рельефообразования.

В 1976 г. вышла из печати весьма обстоятельная работа А. А. Земцова «Геоморфология Западно-Сибирской низменности (северная и центральные части)», которая должна быть отнесена к категории фундаментальных работ, отражающих определенный этап в развитии наших пред-

ставлений о рельефе великих равнин и путях рационального освоения и охраны их природных ресурсов.

Особое значение в развитии геоморфологии последнего периода имела организация коллективных исследований по истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Их результаты опубликованы как в региональных, так и в обобщающих монографиях. История развития рельефа Западно-Сибирской равнины была опубликована в отдельном томе [1970]. Авторы тома (С. А. Архипов, В. В. Вдовин, Б. В. Мизеров, В. А. Николаев), помимо личных наблюдений, проанализировали весьма обширный фактический материал и дали обстоятельную сводку, иллюстрированную серией впервые составленных палеогеоморфологических карт. Они рассмотрели рельеф Западно-Сибирской равнины в его динамическом развитии как одну из сторон общей геологической истории молодой платформы. В этом принципиальное отличие рассматриваемой работы от всех ранее опубликованных материалов по геоморфологическому районированию и ландшафтному описанию региона. В истории развития рельефа отмечено пять основных задач, позднепалеозойско-триасовый, раннемезозойский, позднемезозойско-среднепалеогеновый, позднепалеогеново-неогеновый и антропогеновый.

Главным итогом многолетней работы по постановке и проведению коллективных исследований по истории развития рельефа является то, что впервые на необъятной территории Сибири и Дальнего Востока специалисты трех новых крупных геоморфологических центров (Новосибирск, Иркутск, Владивосток) не только собрали, систематизировали и обобщили богатейший региональный фактический материал, но и провели свой оригинальный научный поиск в направлении решения важнейших проблем советской геоморфологии.

Западно-Сибирские геоморфологи первоначально уделяли большое внимание проведению палеогеографических реставраций путем поэтапного рассмотрения палеорельефов обширной территории на протяжении всей истории и преедыстории рельефа, т. е., как правило, на протяжении мезозойской и кайнозойской эр. Современный рельеф при таком подходе предстает в качестве заключительного звена в длинной и сложной цепи палеогеографических явлений. На основании сказанного последовательно рассмотрены теоретические основы нового учения о геоморфологических формациях и завершен переход к широкому использованию системного подхода в глубоком познании ведущих закономерностей в истории развития рельефа.

ОРОГИДРОГРАФИЯ

Поверхность Западно-Сибирской равнины может быть разделена на четыре природно-территориальные области, современный рельеф которых был сформирован в процессе длительной геологической эволюции. На юге широко развиты предгорные, аллювиальные и пластовые равнины, наклонные в общем с юга на север. На их территории развиты степные и лесостепные растительные формации. Южная и средняя тайга широко развита в пределах обширной области аллювиальных равнин древних палеорек и приуроченных к ним современным речным системам. Общая площадь распространения вполне сопоставима с территорией приподнятых водоразделов, в строении которых принимают участие третичные отложения. К третьей природно-территориальной области мы относим всю зону Сибирских Увалов, значительно приподнятую по сравнению с районами широтного отрезка Оби и приполярными районами Западно-Сибирской равнины. В ее геологическом строении принимают участие третичные и водно-ледниковые отложения максимального оле-

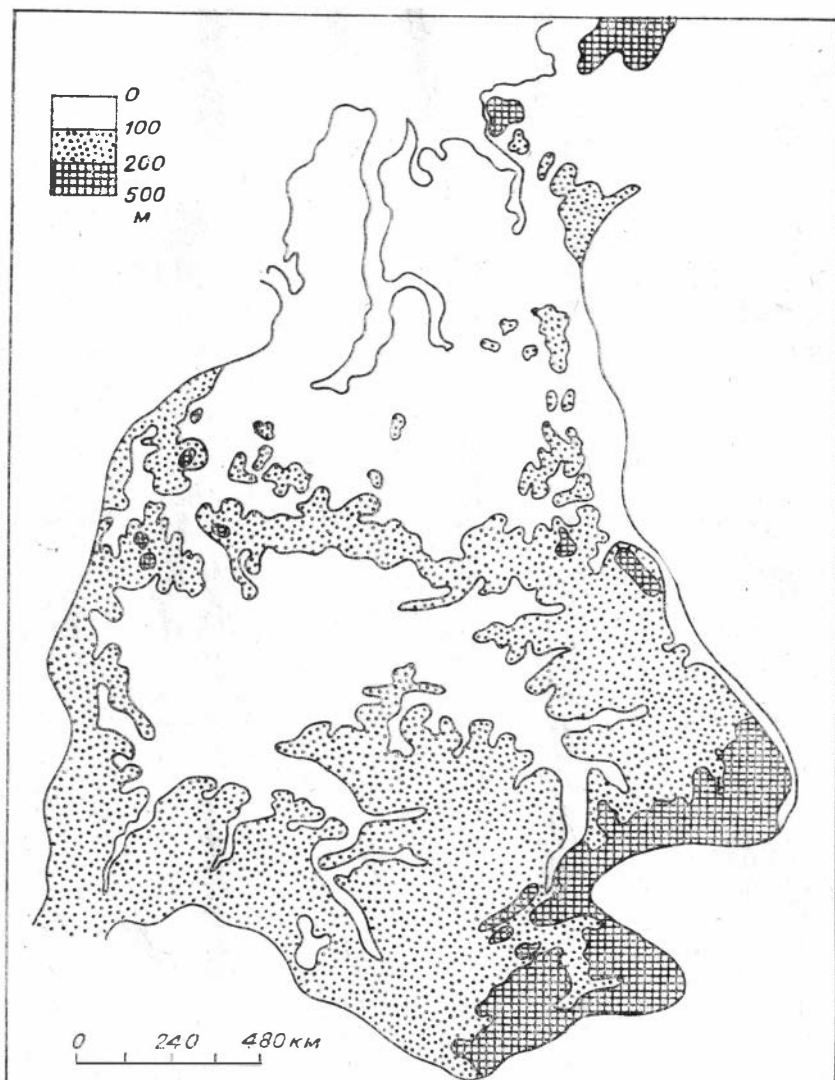


Рис. 1. Гипсометрическая схема Западно-Сибирской равнины.

денения. В строении рельефа северной части Западно-Сибирской равнины принимают участие морские равнины с наложенными формами водно-ледниковой и аллювиальной аккумуляции (рис. 1).

К южным равнинам Западной Сибири мы относим Ишимскую степь, Барабу, Кулунду, районы Верхнего Приобья и равнины Павлодарского Прииртышья. На юге их территория ограничена коренными выходами палеозойских пород, а на севере — широтным отрезком долины Иртыша. На западе граница проходит по долине Тобола, а на востоке — по подножию Салаирского кряжа.

Южные районы Западной Сибири занимают центральную зону между Атлантическим океаном и центром континентальной Евразии и поэтому их климат носит умеренно континентальный характер с господствующим западным переносом. В период ослабления циклонической деятельности на территории южных равнин поступает арктический воздух из акватории Карского моря.

В пределах северных районов Кулундинской степи широко развиты южные и обыкновенные черноземы, а на территории ее южной части —

каштановые почвы. В составе растительного покрова Кулунды явно преобладают ковыльно-типчаковые ассоциации. На солонцеватых почвах и глубоких солонцах присутствуют представители галофитной флоры. Почвенный покров Ишимской степи и Барабы очень сложен как по составу, так и по сочетанию типов. По данным К. П. Горшенина [1927], здесь распространены черноземы (от подзолистых до обыкновенных), лесные и луговые почвы в разной степени оподзоленные и осолоделые. Основу зональной растительности здесь составляют ковыльно-разнотравные группировки. Встречаются березовые колки, количество которых увеличивается к северу и северо-востоку. Природные особенности южных равнин Западной Сибири во многом предопределили их широкое освоение. За многие годы они стали основным сельскохозяйственным центром на востоке нашей страны.

Характерные особенности орографии и гидрографии южной части Западно-Сибирской равнины мы рассмотрим на кратком анализе фактических материалов по районам Ишимской степи, Барабы и Кулунды.

Ишимская степь, обнимающая водораздельные пространства Тобсала, Ишима и Иртыша, представляет собой совершенную равнину, наклоненную в различных направлениях, но в общем преимущественно с юга на север. Наибольшие ее высоты (до 200 м) расположены вблизи Казахской складчатой страны. По направлению к северу они очень быстро снижаются и на всей остальной весьма значительной ее территории в среднем колеблются в пределах 100—120 м. Максимальная высота гребня Ишим-Иртышского водораздела, прижатого к долине Ишима, не превышает на широте Сибирской железнодорожной магистрали 143 м.

Гидрографическая сеть Ишимской степи имеет много своеобразных и характерных особенностей. В основном ее поверхность рассечена долинами Тобсала, Ишима и Иртыша, почти совершенно лишенных притоков. Вследствие весьма слабого развития гидрографическая сеть почти не влияет на равнинный и однообразный рельеф. Значительные площади водораздельных пространств не имеют поверхностного стока к речным системам, в результате чего в ряде случаев, особенно в пределах левобережной части Павлодарского Прииртышья, мы имеем серию значительных бессточных впадин, на территории которых разбросаны многочисленные озера различной величины и формы. Степень их минерализации также различна.

Главнейшие водные артерии описываемой области текут в сравнительно хорошо разработанных широких, но относительно неглубоких эрозийных долинах. Строение речных долин в большинстве асплутричное. Правые склоны долин, сложенные палеогеновыми и неогеновыми отложениями, обычно высокие и крутые. Левые, наоборот, очень пологи, они постепенно спускаются к речным долинам и сильно вуалируют контраст между долинами и возвышенными поверхностями водораздельных пространств. Геоморфологически наиболее четко в долинах рек представлена 4-, 5-метровая аккумулятивная пойма. Достаточно хорошо выражены также и две надпойменные террасы. Более древние речные террасы в рельефе проявляются очень слабо и большей частью являются эрозийными. Они, как правило, завуалированы суглинистыми делювиальными образованиями.

В пределах южных районов водные артерии Ишимской степи почти не имеют боковых притоков и поэтому не оказывают никакого влияния на дренаж окружающей равнины. В северной части количество второстепенных притоков значительно увеличивается. Питаются они за счет местных поверхностных и подземных вод. Ишим берет начало далеко за пределами описываемого района и питается в основном речными потоками с Казахской складчатой страны. Его режим совершенно не зависит от гидрологических и климатических условий самой Западно-Сибирской равнины.

На значительной территории Ишимской степи мы наблюдаем обилие соленых, солоноватых и пресных озер от мелких блюдцеобразных западин, заполненных весенними талыми водами, до значительных озер шириной более 20 км. Большинство озер центральной части представляет округлые плоскодонные углубления, наполненные водой за счет окружающей его водосборной площади.

Ко второй группе озер надо отнести все озерные системы, созданные деятельностью древней и современной речной эрозии и аккумуляции. Часть из них приурочена к долинам Иртыша, Ишима и Тобола. Это — большая группа современных пойменных озер и многие реликтовые пойменной террасы в местах ее причленения к более древним формам рельефа. К элементам проявления эрозивной деятельности древней речной сети мы относим многочисленные, часто значительные, озерные котловины, обычно приуроченные к определенным вытянутым долинообразным понижениям. Наиболее характерные из них отчетливо прослеживаются на площади всего Ишим-Иртышского водораздела между Омском и Петропавловском. В литературе эта система четковидных вытянутых озер, приуроченных к территории пониженной полосы, получила название Горькой линии (Камышловская долина).

Восточную часть Ишимской степи — Ишим-Иртышский водораздел — по устройству поверхности можно разделить на три самостоятельных морфологических района. Все пространство водораздела к югу и северу от линии железной дороги Петропавловск — Омск в геоморфологическом отношении представляет собой широковолнистую равнину с обширными плавными увалами, чередующимися с широкими вытянутыми понижениями. Увалы и понижения не нарушают общую равнинность степи, так как они переходят друг в друга постепенно. На самом юге района необходимо отметить Присилетинское понижение с группой значительных озерных котловин. Многие котловины (Силетитениз, Улькен-Караой, Теке и др.) находятся значительно ниже уровня Иртыша, отстоящего от них на расстоянии не более 100 км. Вполне естественно, что значительное углубление озерных котловин в пределах всего Присилетинского понижения влечет за собой некоторое усложнение рельефа. Склоны озерных котловин прорезаны оврагами и балками. При этом наибольшие изменения мы наблюдаем на восточной и юго-восточной сторонах озерных котловин.

Вышеупомянутая Камышловская долина древнего стока усеяна озерами, значительная часть которых в той или иной мере минерализована. Начинается она ниже Омска и идет далее в широтном направлении почти параллельно линии железной дороги до с. Булаево. Отсюда поворачивает на юго-запад к оз. Талды-Арал и далее до группы озер Карасор. Ее абсолютные высоты при этом изменяются от 64 до 115 м. Охарактеризованные формы рельефа, несомненно, можно рассматривать как реликты существовавшей здесь более древней гидрографической сети. Вдоль всей Ишимской степи, территория которой прорезается древней Камышловской ложбиной, наблюдается определенное оживление в формах рельефа. Ее древнее плоское русло с группой остаточных озер оказывает существенное влияние на равнинный рельеф окружающей степи. Четкие очертания самой долины и отчасти резкая подчеркнутость склонов озерных котловин совершенно несравнимы с элементами широковолнистой равнины.

Переходя к характеристике следующих морфологических районов, необходимо заметить, что описанные формы рельефа Ишим-Иртышского водораздела тесно связаны и с геологическим субстратом. На значительной территории Ишимской степи развиты выдержанные горизонты неогеновых континентальных отложений. четвертичный покров имеет малую мощность. Общая равнинность Ишим-Иртышского водораздела наруша-

ется лишь наличием незначительных древних эрозионных ложбин стока, которые (за исключением ложбин Камышловского типа) в общем равнинном рельефе улавливаются очень слабо.

Геоморфологические особенности Тобол-Ишимского водораздела очень близки к морфологическому рисунку восточной половины Ишимской степи. Исключение составляет лишь наличие типичных форм гривного рельефа в пределах его центральной части (Пресновский район). Здесь развиты относительно мощные горизонты аллювиально-озерных отложений четвертичного возраста, перекрывающие неогеновые образования. Современный рельеф характеризуется серией древних долинообразных понижений. Участками в них наблюдаются довольно значительные озеровидные расширения. Основу рельефа озерно-гривных равнин составляют гривы, ложбинообразные понижения и озерные котловины. Глубина расчленения на их территории обычно не превышает 15—20 м. Гривы и разделяющие их понижения большей частью ориентированы с запада-юго-запада на восток-северо-восток.

Характеристика рельефа Ишимской степи будет неполной, если мы не скажем о том, что в ее северных районах широко развиты террасированные аллювиальные равнины палеорек и современных речных систем. В северо-восточной части Ишим-Иртышского водораздела и в Абатском районе Тюменской области, кроме того, отмечается и довольно широкая область развития гривного рельефа (Салмаим-Тенгисский, Саргатский и Приошский районы). Абсолютные отметки при этом не превышают 120 м.

Под термином «Барабинская равнина», «Барабинская степь», «Бараба» известна значительная часть Западно-Сибирской равнины в пределах центральной зоны Обь-Иртышского междуречья между Омском на западе и Новосибирском на востоке.

Располагаясь в пределах весьма обширного Обь-Иртышского водораздела, Барабинская равнина в строении своей поверхности отражает наиболее характерные черты и особенности, присущие не только этому участку Западно-Сибирской равнины, но и многим другим районам ее южной части. Общая равнинность Барабы неоднократно подчеркивалась всеми исследователями. Взятая в целом, она представляет собой весьма совершенную равнину, слабо приподнятую над уровнем моря. Абсолютные высоты на значительной части Барабинской равнины в среднем варьируют в пределах 105—145 м. Геоморфологические наблюдения и гипсометрические данные позволяют установить очень важную закономерность в распределении абсолютных высот в пределах интересующей нас территории. По характеру распределения высотных отметок Барабинская равнина может быть разделена на две части. Первая, наиболее значительная, охватывает все центральные и западные районы, которые при общей своей равнинности имеют средние колебания высот в пределах 105—120 м. В состав второй входят восточные районы Барабы, поверхность которых представляет собой более приподнятую равнину. Ее абсолютные высоты изменяются в пределах 120—145 м. Граница между частями Барабинской равнины проходит по линии с. Довольное — ст. Кожурла — оз. Соскуль. При общем постепенном уменьшении абсолютных высот в направлении с северо-востока на юго-запад степень уклона поверхности Барабы в отдельных ее участках различна. Более резко уклон поверхности выражен в северо-восточной части, в пределах центральных районов — менее отчетливо, далее на юго-запад в районы, тяготеющие к бассейну оз. Чаны, поверхность равнины в общем почти горизонтальна.

Приведенные гипсометрические характеристики Барабинской равнины создают впечатление крайней простоты и однообразности строения ее поверхности. Однако подобные представления о простоте устройства поверхности Барабы создаются в результате ознакомления лишь с общи-

ми основными элементами рельефа этой части Западно-Сибирской равнины. Если же обратиться к анализу мелких, но более характерных геоморфологических форм рельефа, то за кажущимся однообразием и простотой поверхности вскрывается много специфических черт, свойственных тем или иным участкам Барабы.

Из всех многочисленных мезорельефных образований ведущее геоморфологическое начало приобретают гривы, межгривные ложинообразные понижения. Наиболее отчетливо гривный рельеф проявляется в районах, тяготеющих к бассейну оз. Чаны, не менее широко развит он и в бассейне среднего течения Оми.

Вследствие своеобразной совокуности геологических, геоморфологических и климатических факторов Барабинская равнина весьма обильна реками, озерами и болотами. Средняя величина канализованности Барабы, по данным А. Д. Панадиади [1953], составляет около 0,085 км/км², что, несомненно, свидетельствует о безусловной затрудненности и замедленности поверхностного стока.

Вся гидрографическая сеть Барабинской равнины в основном делится на два значительных бассейна. С одной стороны, это реки Омь и Тара, принадлежащие к водосбору бассейна Иртыша, с другой — система рек внутреннего бассейна (реки Чулым и Каргат, впадающие в оз. Чаны). Водораздел между указанными бассейнами в пределах западной части Барабинской равнины проходит примерно по широте Сибирской железнодорожной магистрали.

В морфологическом строении долин и в направлении речных систем Иртышского и Чановского бассейнов имеются существенные различия. Все реки внутреннего бассейна имеют строгую юго-западную направленность русла и малоуглубленные плохо оформленные долины. Реки Иртышского бассейна в своем верхнем течении во многом напоминают водные артерии внутреннего бассейна. Как р. Омь в верхнем течении, так и ее правые притоки Ича и Кама имеют совершенно пологие берега, постепенно переходящие в участки водораздельных равнин и общую юго-западную направленность. Однако в области среднего и нижнего течений в строении долин Оми и Тары постепенно происходят существенные изменения: в них отчетливо оформляются террасовые уступы; параллельно с морфологическим оформлением долин Оми и Тары постепенно изменяется общая направленность, и система рек Иртышского бассейна в северо-западных районах Барабинской равнины приобретает уже широтное направление.

Озера Барабинской степи весьма многочисленны и разнообразны. Они составляют характерную особенность ее гидрографии. На основе личных наблюдений и анализа различных картографических материалов мы можем сделать вполне обоснованный вывод о том, что наибольшее количество озер на территории Барабинской равнины приурочено к районам развития гривного рельефа. Все они в большинстве случаев имеют вытянутую форму и сравнительно незначительные размеры. В их возникновении часто видны процессы завершающего цикла отмирания и совершенного исчезновения ранее существовавших здесь водотоков. Более отчетливо эти процессы выражены в западной более пониженной части Барабинской равнины.

Площадь болот на территории Барабинской равнины занимает более 3 млн га. Процент заболоченности неуклонно нарастает в направлении с юга-запада на северо-восток. При этом северные и северо-восточные районы приобретают уже все характерные особенности слабоволнистых урманно-болотных равнин. Отличительной чертой их ландшафта является сильная заболоченность и залесенность, особенно характерная для внутренних частей Обь-Иртышского водораздела. Здесь верховые болота достигают значительных размеров. По мере продвижения к югу они постепенно исчезают, уступая место болотам межгривных понижений, которые

вместе с болтами приозерных котловин в центральной части Барабы становятся уже ведущими в строении лесостепного ландшафта.

В пределах Обь-Иртышского водораздела к югу от Барабы расположена Кулундинская степь. Поверхность ее центральной части представляет собой слабоогнутую чашу, к территории которой приурочена система бессточных озер. Она широко открыта на север и северо-запад и ограничена с востока пологими склонами приподнятых равнин. Центральная часть Кулундинской степи характеризуется амплитудами высот в 120—140 м и наличием озерных котловин различного типа. Кроме системы конечных озер Кривое — Топольное — Ажбулат и Кулундино-Кучукское в Кулундинской степи расположены одиночные бессточные озера: Коряковское, Большое и Малое Яровое и др. В особый тип можно выделить группу озер, встречающихся в низовьях рек Бурла и Карасук. Они расположены в расширенных участках речных долин и обычно соединены между собой системой постоянных водотоков. Все озера последнего типа занимают небольшие плоские западины, общая морфология которых оказывает незначительное влияние на строение речных долин. Одиночные бессточные озера часто имеют немалые размеры и округлые очертания. Абсолютные высоты их в среднем колеблются в пределах 79—98 м. Большей частью они значительно минерализованы. Наряду с охарактеризованными озерами в центральной части Кулундинской степи встречаются и многочисленные «степные блюдца» как результат проявления суффозионных и почвообразовательных процессов.

В строении рельефа Кулундинской степи ведущая роль принадлежит системе древних долин («ложбин стока»). Они расчленяют ее равнинную поверхность на серию параллельно вытянутых сравнительно узких платообразных увалов, имеющих общий значительный наклон в сторону Иртыша. В наиболее возвышенной приобской части Кулундинской степи они углублены по отношению к поверхности плато на 100—120 м. При движении с востока на запад в связи с общим постепенным снижением рельефа глубина вреза древних долин неуклонно падает, они широко раскрываются и незаметно сливаются с пониженной зоной степи и далее прослеживаются до районов Павлодар-Омского Прииртышья. К системе ложбин стока приурочены долины современных степных рек Алей, Барнаулка, Касмала, Кулунда, Бурла и Карасук, а также четковидно расположенные цепочки озер. Современные черты рельефа в районах развития ложбин стока несут черты древней и новейшей эрозии в виде сравнительно незначительной сети развивающихся оврагов. В юго-западных районах Кулундинской степи в области площадного развития песчаного аллювия древних ложбин стока наблюдаются элементы дюнного рельефа — результат проявления процессов развевания и ленточные сосновые боры, составляющие характерную особенность общего природного ландшафта.

Территория Верхнего Приобья от Бийска до Новосибирска относится к зоне сильно расчлененных предгорных равнин, приподнятых над уровнем моря на высоту 240—280 м. Основу их рельефа составляет широко развитая овражно-балочная сеть, отражающая все характерные морфологические особенности, которые во многом определяют пути рационального использования.

Основными элементами рельефа зоны темнохвойной тайги центральной части исследованного региона являются междуречные пространства и террасированные аллювиальные равнины палеорек и современных речных систем. Наряду с этими главнейшими морфологическими элементами имеются промежуточные формы в виде склонов от междуречных пространств к речным долинам, которые вследствие своеобразных физико-географических условий среди общего рельефа местности выражены весьма отчетливо.

Поверхность водораздельных равнин в разной степени покрыта толщей торфяника. Наиболее крупные водоразделы нередко представляют

собой сплошной болотный массив, включающий в себя разнообразные растительные сообщества, которые кратко можно свести к двум ландшафтными типам. С одной стороны, это безлесные болота-галы с отдельными островами, с другой — торфяные болота, ямы со сфагновыми кочками и болотной сосной.

В большинстве случаев гребни водоразделов интересующей нас области сдвинуты к правым берегам рек, вследствие чего водоразделы принимают резко асимметричный характер. Правые склоны долин нередко крутым обрывом спускаются к реке и почти не имеют значительных притоков, левобережные, наоборот, весьма пологи и в них врезаны многочисленные сильно ветвящиеся притоки, в результате чего заболоченность этих склонов значительно слабее, местами совершенно отсутствует. Ближе к верховьям асимметрия водоразделов выражена слабее, а в области истоков совершенно исчезает.

Промежуточной формой рельефа между водораздельными равнинами и террасированными долинами являются дренированные приречные склоны долин. На склонах водораздельных долин наблюдаются ясные признаки эрозионных процессов, которые легко улавливаются в довольно густой неправильно извивающейся сети ложбин глубиной до 2—3 м. Ложбины часто разбивают ровную поверхность склона на вытянутые небольшие повышения, которые в отдельных местах усложняются незначительными понижениями, разделяющими положительную форму рельефа на ряд островов, обычно имеющих овальную форму. Самый край увала расчленен неширокими, но крутыми балками и оврагами, усложненными системой разветвлений. При глубине 10—15 м они прослеживаются в глубь страны на несколько километров, причем базисом эрозии для них служит поверхность первой надпойменной террасы, реже — поверхность поймы. Склоны покрыты пихтово-кедровой тайгой.

Третий основной элемент центральной части Западно-Сибирской равнины — террасированные аллювиальные равнины палеорек и современных речных систем, занимающих около 50% указанной территории. Реки значительной части северной половины Обь-Иртышского междуречья берут начало на болотах и в своих истоках не имеют хорошо выраженных долин. Обычно река течет в неглубокой ложбине, теряясь временами среди необъятных болотно-лесных пространств. Далее по берегам этих ложбин появляются слабо дренированные невысокие увалы, покрытые заболоченным лесом. По мере развития реки начинают постепенно увеличиваться дренированные увалы, и долины рек оформляются, приобретая ящикообразный поперечный профиль. Вниз по течению особенно резкие расширения долин наблюдаются при впадении в основную реку первых наиболее значительных притоков. Левый берег становится более пологим, и поперечный профиль начинает приобретать асимметричный вид. Обычно расширение долины после впадения первых крупных притоков идет далее по направлению к устью реки постепенно, но, несмотря на это, в среднем и нижнем течении ширина долин нередко измеряется уже десятками метров.

В среднем и нижнем течении рек склоны долин центральной части Западно-Сибирской равнины террасированы. В результате резко выраженной асимметрии речных долин степень сохранности террас по обоим берегам неодинакова. На левом берегу террасы развиты значительно шире, но мощные делювиальные шлейфы в значительной степени их маскируют и поэтому они морфологически выражены весьма слабо. По правому берегу вследствие почти повсеместного подмыва его рекой террасы очерчены более резко, но занимаемая ими площадь невелика.

Подзона северной тайги Западно-Сибирской равнины занимает в основном область развития водно-ледниковых отложений эпохи максимального четвертичного оледенения. Вследствие особых условий ледникового периода на территории равнины в северной тайге типичные ледниковые

ландшафты, которые весьма характерны для европейской части СССР, не наблюдаются. Поверхность районов Обь-Енисейского междуречья представляет собой в целом плоскохолмистую, реже плоскохолмистую равнину. Максимальные абсолютные отметки ледниковых отложений в зоне Сибирских Увалов отмечаются до 286 м. Вследствие этого в рельефе всей северной половины Западной Сибири описываемые районы имеют резко выраженные морфологические очертания. Лишь в правобережье Сургутского Приобья отмечаются участки сниженных равнин, ландшафт которых очень напоминает природу Белорусского Полесья. Их рельеф осложнен многочисленными озерами и заболоченными понижениями.

Зона лесотундры Западно-Сибирской равнины на значительной территории совпадает с областью развития морских четвертичных равнин эпохи максимальной трансгрессии, сформировавшихся в результате аккумулятивной деятельности арктического моря. Сверху морские глины здесь перекрыты водно-ледниковыми и аллювиальными осадками позднего оледенения, которое почти не выходило за пределы Полярного Урала и Таймыра. Наложённые формы ледникового рельефа мало изменили равнинную поверхность бывшего морского дна и лишь вблизи палеозойского обрамления Западно-Сибирской равнины образовали слабоволнистый ландшафт.

Для всех районов лесотундры и тундры весьма характерно проявление мерзлотных процессов. Кроме широко известных булгуניים, или крупнобугристых торфяников, широко распространены вогнутые формы рельефа, возникшие в результате вытаявания льда, заключенного в толще многолетней мерзлоты. Термокарст, выраженный в виде провалов, воронок, западин и разнообразных ложбин, особенно сильно развит на пологих склонах и горизонтальных поверхностях террас. Размеры термокарстовых форм очень различны — от преобладающих мелких западин и воронок до нескольких квадратных километров. Глубина их невелика, обычно в пределах десятка метров.

В лесотундре широко развиты бугристые торфяники: на водоразделах, сложенных суглинистыми породами, они крупнобугристые, а на песчаных террасах имеют более плавные очертания.

Зона тундр и полярных пустынь лежит в области развития морских аккумулятивных равнин последней трансгрессии арктического моря. Сюда относятся в первую очередь Ямал, северо-запад Гыдана и побережья Тазовской губы. Поверхность Ямальской равнины плоская, особенно в прибрежной полосе, которая сравнительно недавно вышла из-под уровня моря. С удалением от моря равнина постепенно повышается, и рельеф ее усложняется присутствием заболоченных понижений, занятых озерами. Сходны с Ямальской и другие морские равнины крайнего севера Западной Сибири. В отличие от них центральная часть Гыданского полуострова представляет собой более приподнятую равнину с элементами эрозионного рельефа.

Пятнистая тундра и полигональные формы микро- и мезорельефа на севере Западно-Сибирской равнины возникли в результате образования морозобойных трещин и медленного течения грунта при периодическом его замерзании и оттаивании. Пятнистость поверхности водоразделов, террасовых равнин и их склонов обусловлена наличием плоских, реже слабовыпуклых или слабовогнутых полигональных пятен, лишенных растительности; по периферии они окружены дерновиной.

Размеры отдельных полигонов различны: от нескольких метров до 30—50 м. Особенно широко они развиты на водораздельных пространствах и на различных террасах. Самые крупные из них в значительной мере определяют направления экзогенных процессов и вследствие этого играют определенную роль в формировании некоторых главнейших элементов современного рельефа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

В тектоническом отношении территория Западно-Сибирской равнины изучена еще очень слабо. В истории изучения ее погребенного фундамента можно выделить два основных периода. Первый период охватывает 20-е и 30-е годы нашего столетия, когда геологи могли решать поставленный вопрос только с позиций детального изучения тектоники Урала, Казахстана, Алтае-Саянской горной области, Салаира, Енисейского кряжа, Сибирской платформы и Таймыра с целью прослеживания их обнаженных структур, уходящих под покров мезо- и кайнозойских отложений значительной мощности. Второй период в изучении фундамента Западно-Сибирской равнины совпал с первым этапом поставок широких поисковых работ на нефть и газ на ее необъятной территории, в результате которых были получены оригинальные фактические материалы для решения многих проблем. К сожалению, они не позволили нам подойти к единому мнению о строении фундамента равнины. Наиболее полные сведения о его структурных особенностях имелись только по ее южным равнинам, непосредственно прилегающим к горным сооружениям Алтае-Саянской области. По центральной зоне Западно-Сибирской равнины новые геологические данные были получены в более скромном объеме и в меньшей степени могли быть использованы в деле познания погребенных структур Нарымского края и Омско-Тарского Прииртышья. По мере движения на север фундамент равнины постепенно погружается и на Крайнем Севере, по геофизическим данным, находится на глубине более 5 км. В этих условиях поставленная задача не может быть решена в настоящее время даже в самом общем виде, так как ни одна глубокая скважина еще не вскрыла палеозойские и, возможно, более древние отложения, вследствие чего многие геофизические материалы не могут получить достоверную геологическую интерпретацию. Поэтому мы не разделяем стремление некоторых геофизиков к преждевременному построению геологических и тектонических карт по территории северной части Западно-Сибирской равнины только по данным интерпретации геофизических данных. В подавляющем большинстве случаев они резко различны по своему содержанию и не приближают нас к однозначному решению рассматриваемой проблемы.

На протяжении первого периода усилиями многих геологов составлено более тридцати схем строения фундамента Западно-Сибирской равнины. Многие из них взаимно исключали друг друга. Одни исследователи признавали его относительно однородным и считали, что варисские структуры непрерывно прослеживаются от Урала до долины Енисея [Архангельский и др., 1937; Тетяев, 1933; и др.], другие [Наливкин, 1933; Каспн, 1937; Туаев, 1941; и др.] протягивали архейский фундамент Сибирской платформы до Урала, третья группа [Эдельштейн, 1926; и др.] считала, что в фундаменте Западно-Сибирской равнины имеется каледонский срединный массив («Тоболия»), окаймленный с запада и востока варисскими структурами.

За время проведения нефтепоисковых работ с 1945 по 1975 г. в печати опубликовано около пятидесяти схем тектонического строения фундамента Западно-Сибирской равнины, из которых пятнадцать наиболее известных в упрощенном виде мы привели на рис. 2. Из анализа приведенного иллюстративного материала ясно видно, что подавляющая часть геологов развивает представления А. В. Грэбо [Коровин, 1945, 1952, 1954, 1956; Петрушевский, 1951; Ростовцев, 1956а; Дербиков, 1956; Проводников, 1956а; Матвеевская, 1957а; Сурков, 1967; и др.]. Некоторые [Кара-

таев, 1960; Маркевич, 1963] продолжают поддерживать широко известные высказывания Д. В. Наливкина [1933] и на всей территории Западно-Сибирской равнины, за исключением ее южной прибортовой части, отражают на своих схемах развитие архейского фундамента Сибирской платформы. Часть исследователей [Наливкин и др., 1961; Ростовцев и др., 1961; Куликов, 1968; и др.] считает, что фундамент северной и частично центральной зон Западно-Сибирской равнины представлен погребенными структурами докембрийской складчатости. При этом одни из них [Наливкин и др., 1961; Ростовцев и др., 1961] ограничивают развитие варисских структур Обь-Енисейской складчатой зоны районами Нарымского края, а другие [Куликов, 1968] прослеживают их до южной окраины Тазовской губы. Отдельные тектонисты [Соболевская, 1973] считают, что в центральных и северных районах «Тоболши» распространены структуры Байкальского типа, частично переработанные варисской складчатостью.

Из анализа всех опубликованных работ по рассматриваемой проблеме можно сделать вывод о том, что в познании геотектонической природы погребенного фундамента Западно-Сибирской равнины первое место без всякого сомнения занимают исследования М. К. Коровина. Особое значение в его многочисленных трудах имеют работы по вопросам региональной геологии, геотектоники и полезным ископаемым. В них он систематизирует большой фактический материал и дает оригинальные теоретические, методические и практические выводы. Последовательно развивая свои обобщающие исследования в области стратиграфии, палеогеографии и тектоники Западной и Восточной Сибири, М. К. Коровин вновь детализирует все новейшие данные по геологии угленосных и соленосных районов и вплотную подходит к решению проблемы Сибирской нефти. По его мнению, для решения поставленной задачи «необходимо прежде всего снять с Западно-Сибирской равнины маскирующий ее плащ новейших отложений и решить вопрос о природе скрытых на ее глубине геологических структур» [1945, с. 3]. Наметив основные пути решения проблемы нефтеносности Западной Сибири, М. К. Коровин приступил к детальному анализу всех имеющихся геологических материалов. Он тщательно изучает структуры палеозойского обрамления равнины и обобщает исходные данные для последующих широких палеогеографических реконструкций. В результате проведенной работы М. К. Коровин впервые осуществил анализ геологического развития крупнейшей территории Сибири, на основании которого он дал замечательный тектонический синтез всех данных, отраженных на его итоговой карте геотектонических структур фундамента Западно-Сибирской равнины [1945].

В многочисленных публикациях М. К. Коровин [1940а, б, 1945, 1948, 1952, 1954, 1956] не только всесторонне обосновал результаты своих исследований о природе погребенного фундамента Западно-Сибирской равнины, но и сделал очень ответственный вывод о том, что «нефтеперспективные районы Западной Сибири нарастают по числу и площади к северу; к югу, наоборот, они уменьшаются». Исследования М. К. Коровина в указанном направлении мы вправе сравнить с классическими работами А. П. Карпинского [1980, 1987] по тектонике и палеогеографии Восточно-Европейской платформы, сохранившими свое значение до наших дней. В декабре 1947 г. на объединенном техническом совете Министерства геологии и Министерства нефтяной промышленности принято решение использовать тектоническую карту М. К. Коровина и его выводы по прогнозной оценке нефтеносности Западно-Сибирской равнины в качестве основы для составления первого комплексного плана нефтепоисковых работ, который в скором времени привел к открытию новой нефтегазодобывающей провинции общегосударственного значения.

В последующие годы большая роль в области продолжения, расширения и углубления тематических исследований М. К. Коровина при-

надлежит его ближайшим ученикам [Вдовин, 1956; Матвеевская, 1957, 1969; Мизеров, 1956; Николаев, 1963; Проводников, 1956а, б, 1975]. Они уточнили территориальное расположение продольных и поперечных прогибов Обь-Енисейской складчатой зоны и погребенного Урала и достаточно убедительно доказали их границы в пределах южных и центральных районов Западно-Сибирской равнины. На основании анализа геофизических данных Л. Я. Проводников [1975] пришел к убедительному выводу о том, что на территории Западно-Сибирской равнины наблюдаются сложные магнитные и гравитационные поля, значительно дифференцированные по характеру интенсивности и обусловленные в основном строением складчатого фундамента. В области развития среднего массива «Тоболия» в районах Обь-Иртышского междуречья фиксируется сложное магнитное поле с аномалиями чаще незначительной протяженности и с преобладающими северо-западным и широтным простираниями. Интенсивность аномалий здесь в среднем 300—500 гамм, иногда достигает 1000 гамм. Значение градиентов, как правило, несколько увеличивается от периферии массива «Тоболия» к центральной части. Варисские складчатые структуры всегда характеризуются линейно-полосчатым расположением магнитных и гравитационных аномалий, которые соответствуют доминирующим направлениям их главнейших простираний.

Выше мы отмечали, что о строении фундамента Западно-Сибирской равнины существуют довольно различные представления. Однако при внимательном рассмотрении всех опубликованных тектонических схем можно отметить и много общего в представлениях их авторов. Многие геологи и тектонисты допускают распространение погребенных варисских структур Урала до меридионального течения Оби и Иртыша, а их восточная граница совпадает с первоначальной, проведенной на первой схеме М. К. Коровина. Много общего и в плане расположения Обь-Енисейской складчатой зоны. Не вызывает особых возражений и северная граница среднего массива. Примерно одинаково картируется погребенное продолжение салаирских структур Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Вслед за М. К. Коровиным многие авторы выделяют на своих схемах и енисейскую полосу байкалид как погребенную часть Сибирской платформы. В настоящее время сохраняются лишь определенные различия в трактовке возраста фундамента северной части Западно-Сибирской равнины вследствие отсутствия фактических данных для однозначного решения этого вопроса.

До проведения тематических работ М. К. Коровина многие геологи считали, что в строении погребенного фундамента Западно-Сибирской равнины принимают участие только варисские складчатые сооружения. При почти полном отсутствии геофизических материалов и данных опорного бурения М. К. Коровин одним из первых убедительно доказал, что решение проблемы нефтеносности ее палеозойских отложений должно решаться на базе признания гетерогенности фундамента равнины. Для доказательства своих выводов он построил серию оригинальных палеогеографических карт от среднедевонского времени до верхнемелового периода. К большому сожалению, до настоящего времени основанные на новых обширных фактических данных, аналогичные исследования, никто еще не проводил, а результаты многолетних исследований М. К. Коровина не потеряли свое научное и практическое значение до наших дней, несмотря на то, что с момента опубликования его первых работ по этой теме прошло уже более сорока лет. В направлении развития основных положений М. К. Коровина наиболее значительные исследования были проведены А. Л. Матвеевской [1957, 1969], и ее тектоническая схема погребенного фундамента Западно-Сибирской равнины во всех отношениях является сейчас наиболее совершенной и должна быть положена в основу проведения дальнейших более детальных работ.

Между палеозойским основанием Западно-Сибирской равнины и ее мезозойским и кайнозойским покровом многие геологи выделяют осадочные и магматические образования «второго» структурного яруса, в определении объема которого нет единого мнения. Одни относят к нему средне-, верхнепалеозойские отложения впадин и прогибов, а другие включают в его состав вулканогенно-осадочную толщу триаса и нижней юры, выполняющую отдельные узкие грабены и залегающую в виде покровов. Вслед за А. Л. Яншиным [1955, 1964] мы считаем, что последние отложения следует относить к низам покровного чехла.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На многих опубликованных картах Советского Союза так же, как и на первой карте Н. К. Высоцкого [1896а, б], на весьма значительной территории Западно-Сибирской равнины показано площадное развитие четвертичных образований. Лишь в немногочисленных пунктах по долинам рек на них закартированы выходы более древних меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Указанные образования во многих отношениях изучены очень слабо и вследствие этого не могли быть использованы в деле познания главнейших закономерностей в ее геологическом строении. На приведенной карте (рис. 2), охватывающей всю территорию Западно-Сибирской равнины, в свете новейших данных показаны области площадного развития морских и континентальных третичных

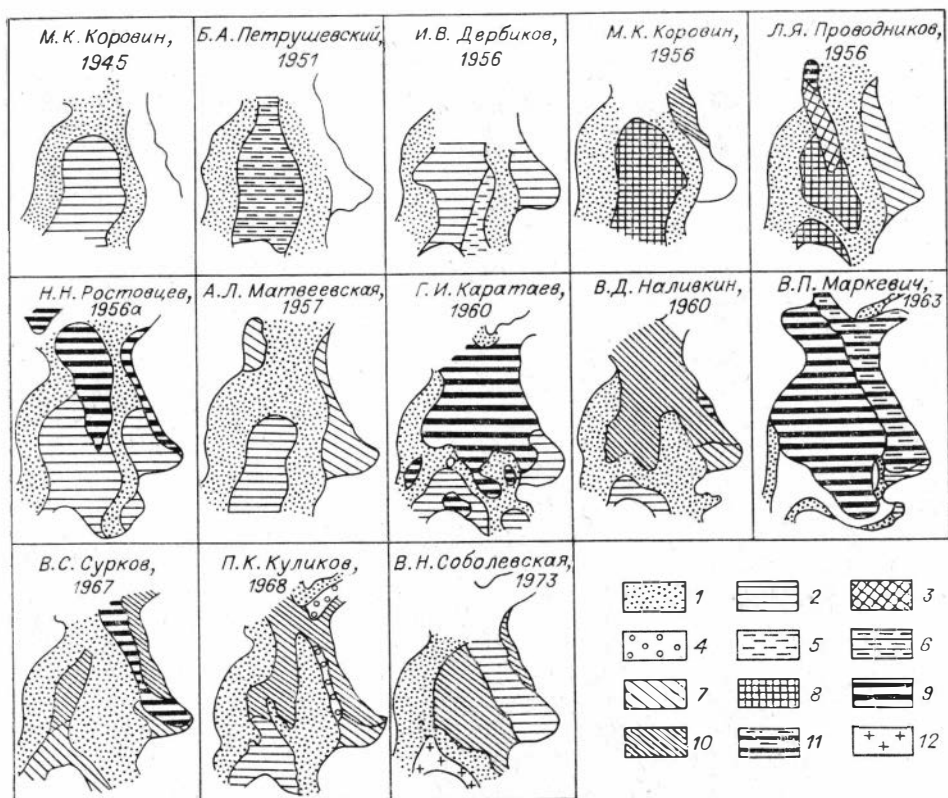


Рис. 2. Районирование по возрасту складчатого фундамента Западно-Сибирской равнины (по данным различных авторов).

1 — герциниды; 2 — каледониды; 3 — позднепалеозойская геосинклинальная структура; 4 — равные прогибы; 5—12 — области складчатости: 5 — каледонской и герцинской, 6 — докембрийско-каледонской, 7 — салаирской, 8 — салаирско-каледонской, 9 — докембрийской, 10 — байкальской, 11 — архейско-байкальской, 12 — герцинской с массивами байкалид.

и мезозойских образований. Так, на всем огромном пространстве между складчатыми варисскими структурами Урала на западе и обнаженным обрамлением Сибирской платформы на востоке отчетливо обособляются три значительные области развития более древних юрских и меловых отложений. На западе и северо-западе Западно-Сибирской равнины и в ее северных районах под покровом четвертичных осадков выступают морские образования палеогена. Весьма значительная центральная часть равнины представляет собой в целом область сплошного площадного развития мощной толщи континентальных отложений палеогена и неогена. Характер расположения указанных образований отражает в себе не только ведущие структуры платформенного чехла равнины, но и свидетельствует о том, что на протяжении всего третичного периода область максимального прогиба ее палеозойского фундамента последовательно перемещалась от севера к югу. В центральной зоне Западно-Сибирской равнины широко развиты отложения олигоцена, а в пределах ее южной части под четвертичным покровом всюду выступает мощная толща континентального неогена.

Мезозойские отложения Западно-Сибирской равнины так же, как и морские осадки палеогена, в основном обнажены только в районах ее палеозойского обрамления. На основной ее территории они вскрыты ограниченным числом опорных и относительно хорошо изученных картировочных и разведочных скважин.

Триасовые и рэт-лейасовые отложения. Наиболее древние триасовые и рэт-лейасовые отложения на большей части территории Западно-Сибирской равнины залегают на значительной глубине и вскрыты единичными скважинами. За последнее время они были констатированы в Усть-Енисейском, Тюменском, Ялуторовском, Викуловском и Омском районах. Более достоверные сведения о литологии и стратиграфии триасовых отложений известны только на восточном склоне Урала и в приуральской части Западно-Сибирской равнины, где они сохранились от последующего размыва в более глубоких грабенах (Челябинский бассейн, Богословское месторождение и др.). Сводный разрез триасовых и рэт-лейасовых отложений Западно-Сибирской равнины может быть представлен в следующем виде.

Нижний триас. Эффузивно-осадочный комплекс. Охарактеризован фауной эстерий и филлопод. Мощность более 900 м.

Средний и верхний триас — нижняя юра (рэт-лейас?). Угленосные песчано-глинистые отложения с прослоями эффузивов. Осадки охарактеризованы комплексом листовых флор. Мощность более 400 м.

По сравнению с вышележащими отложениями мезозоя и кайнозоя эти образования значительно дислоцированы.

Юрские отложения. Степень изученности юрских отложений Западно-Сибирской равнины позволяет выделить в их составе нижне-, средне- и верхнеюрские отложения. В некоторых разрезах глубоких скважин можно предварительно выделить также и отложения отдельных ярусов, но в целом для территории всей равнины детальное стратиграфическое подразделение юрских образований пока провести невозможно вследствие отсутствия необходимых фактических данных. Наиболее полно в палеонтологическом отношении охарактеризованы средне- и верхнеюрские отложения, и их положение в стратиграфическом разрезе не вызывает особых сомнений. Нижнеюрские образования в настоящее время могут быть уверенно выделены только в южной части Чулымо-Енисейской впадины и в Усть-Енисейском районе. В первом районе они представлены сероцветными отложениями с тонкими прослоями бурого угля, а во втором — аргиллитами и песчаниками.

Палеогеографические условия среднеюрского времени в общем мало чем отличаются от характера распространения морских и континентальных фаций нижней юры. На протяжении всего среднеюрского времени

на большей части равнины так же, как и в нижнеюрскую эпоху, шло формирование мощной толщи угленосных континентальных осадков. В северо-восточных и северных районах равнины так же, как и в эпоху нижней юры, преобладающее развитие имели морские и прибрежно-морские фации. Различие лишь в том, что в среднеюрское время область осадконакопления значительно увеличилась за счет включения в сферу эпейрогенических опусканий новых районов равнины, непосредственно примыкающих к ее палеозойскому обрамлению. Эпейрогенические опускания в среднеюрскую эпоху способствовали накоплению мощной толщи морских и континентальных осадков и обусловили проникновение кратковременных морских трансгрессий в некоторые южные районы равнины и, в частности, в центральную область Барабинской степи, где в разрезе среднеюрских угленосных отложений прослеживаются маломощные горизонты с морской фауной. Остатки богатой флоры, погребенные почти повсюду в среднеюрских отложениях, свидетельствуют об умеренно теплом и влажном климате, господствовавшем во время формирования угленосных осадков.

Верхнеюрская морская трансгрессия охватила большую часть равнины, и лишь в пределах Чулымо-Енисейской впадины шло формирование континентальных осадков. Мощность морских верхнеюрских образований последовательно нарастает при движении с юга на север. Если на юге равнины в районе ст. Тебисской их максимальная мощность не превышает 100 м, то в области нижнего течения Енисея она достигает 600 м. Благодаря широкому развитию морских фаций осадки верхней юры на большей части Западно-Сибирской равнины представлены глинистыми породами. В основном это темно-серые аргиллиты и глины с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Количество последних в разрезе верхней юры заметно возрастает в районах припалеозойского обрамления равнины и в области ее юго-западной части, где морские и прибрежно-морские осадки постепенно замещаются толщей континентальных озерно-аллювиальных отложений верхнеюрского возраста. По сравнению с литологическим составом морских отложений центральной части равнины континентальные осадки Чулымо-Енисейской впадины имеют более грубый механический состав и в нижней части частично обогащены песчано-галечниковым материалом. Их мощность обычно не превышает 250 м.

К наиболее характерным особенностям верхнеюрских отложений Западно-Сибирской равнины следует отнести почти региональное наличие в составе их морских и прибрежно-морских фаций битуминозных образований. Повышенная битуминозность черных сланцевых аргиллитов верхней юры установлена в подавляющем большинстве пробуренных скважин. В некоторых случаях в этих отложениях наблюдаются тонкие прожилки черного асфальтита и отмечаются горизонты аргиллитов, содержащие до 0,78% битума.

Нижнемеловые отложения Западно-Сибирской равнины подразделяются на три литологических комплекса. К нижнему из них отнесены морские глинистые осадки валанжинского яруса, к среднему — красноцветные и сероцветные породы готерив-баррема и к верхнему — угленосные отложения апт-альба. Эти литологические комплексы отражают основные естественно-исторические этапы осадконакопления во времени и в пространстве и вместе с палеонтологическими данными позволяют восстановить ход геологической эволюции на протяжении нижнемелового времени.

Валанжинские отложения Западно-Сибирской равнины представлены главным образом морскими фациями. На весьма значительной территории равнины они имеют выдержанный стратиграфический разрез и совершенно отчетливо делятся на две свиты. В нижней свите преобладают глины и аргиллиты, а в верхней — песчаники. Осадки континентальных фаций валанжинского яруса присутствуют лишь в пределах Чулымо-

Енисейской впадины и на восточном склоне Среднего Урала. Отложения зоны развития фаций переменного режима изучены еще слабо. По материалам опорной Максимоярской скважины, можно предполагать, что они широко развиты в бассейне среднего течения Кети. По окраинам равнины (на западе и востоке) морские и континентальные отложения валажинского яруса лежат трансгрессивно на более древних образованиях. В центральных районах равнины точная граница между морской верхней юрой и морским валажином окончательно еще не установлена ввиду отсутствия точных палеонтологических данных.

Готерив-барремские отложения Западно-Сибирской равнины на основании имеющихся литолого-фациальных данных могут быть разделены на три зоны. На морских и континентальных отложениях валажинского яруса в районах южной и юго-восточной половины равнины залегают мощные толщи пестроцветных и красноцветных пород готерив-барремского возраста. В западной половине центра Западно-Сибирской равнины в Покурском, Ханты-Мансийском и Уватском районах готерив-барремские отложения представлены толщей морских сероцветов. На крайнем северо-востоке равнины в районе Усть-Пурта в их состав входят горизонты песков и песчаников с прослоями глил и алевроитов. Средняя мощность готерив-барремских отложений в центральной части Западно-Сибирской равнины колеблется в пределах 600—650 м.

Апт-альбские отложения на значительной части Западно-Сибирской равнины представлены толщей континентальных и континентально-морских угленосных осадков. Морские отложения апт-альбского возраста широко распространены на западе равнины. Вдоль всего нижнего припалеозойского обрамления Западно-Сибирской равнины весьма широко развиты апт-альбские красноцветные отложения мощностью до 50—60 м. В глубь равнины они постепенно (но довольно скоро) замещаются одновозрастной толщей сероцветных осадков, в составе которых присутствуют как континентальные, так и морские фации переменного режима. Максимальная мощность морских отложений апт-альба в районах центральной части Западно-Сибирской равнины достигает 580 м.

Верхнемеловые отложения. В составе верхнемеловых отложений Западно-Сибирской равнины можно выделить осадки сеномана, турона, коньяк-сантона, сайтон-кампаиа, маастрихта и датского яруса. Вследствие однообразного литологического состава и отсутствия характерных фаций и флоры отложения сеномана на большей части равнины выделяются условно на основании их положения в разрезе между палеонтологически охарактеризованными образованиями апт-альба и турона. Наиболее уверенно они могут быть установлены лишь в разрезах буровых скважин, пройденных в западных районах равнины. Значительные затруднения встречаются и при расчленении сеноман-туронских отложений Чулымо-Енисейской впадины, представленных толщей континентальных осадков. Только в пределах Ханты-Мансийской впадины, где на протяжении всего верхнемелового времени существовал устойчивый режим, в составе описываемых отложений можно уверенно выделить три весьма характерных литологических комплекса. К первому из них относятся глинистые осадки турона, к среднему — опоки и опокovidные породы сантона и кампана и к верхнему — в основном карбонатные отложения маастрихта и датского яруса. Такое деление верхнемеловых отложений дает ясное представление об основных этапах осадконакопления, поскольку литологические особенности того или иного комплекса, безусловно, отражают в себе главнейшие изменения палеогеографической обстановки. В дальнейшем эти литологические комплексы, несомненно, лягут в основу всей стратиграфии верхнего мела Западно-Сибирской равнины и в процессе более детального изучения можно будет выяснить все вопросы их соотношений с континентальными эквивалентами, широко развитыми на юго-востоке равнины.

Морской палеоген

На основании литологических и палеонтологических данных в составе морских отложений палеогена Западно-Сибирской равнины можно выделить осадки палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена (рис. 3). Морские осадки палеоцена наиболее широко развиты в пределах центральных и северо-западных районов равнины и в зоне Сибирского Приуралья. В литологическом отношении на большей части равнины они представлены толщей серых и темно-серых глин и аргиллитов. В районах северо-западной части Западно-Сибирской равнины, непосредственно тяготеющих к ее палеозойскому обрамлению, в составе осадков морского палеоцена наблюдаются явления определенной дифференциации в связи с особыми условиями их формирования. В разрезах палеоцена Уральско-Приобья его нижние горизонты повсеместно слагаются толщей опоковидных пород. По мере движения на запад к обнаженным структурам Урала опоковидные породы постепенно замещаются опоками и диатоми-

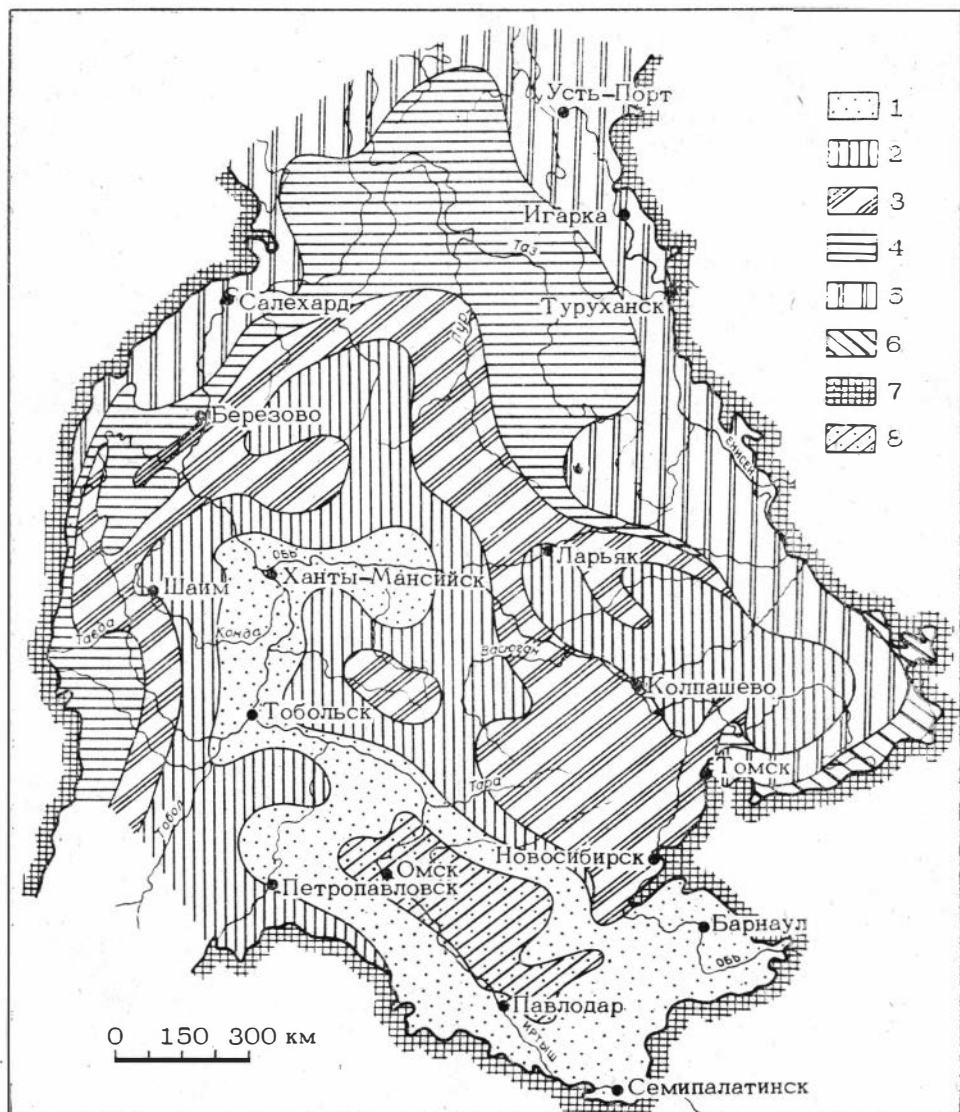


Рис. 3. Схема дочетвертичных отложений Западно-Сибирской равнины.

1 — неоген; 2 — верхний олигоцен; 3 — средний и нижний олигоцен; 4 — эоцен и палеоген; 5 — меловые отложения; 6 — юрские отложения; 7 — доюрские отложения; 8 — область распространения неогеновых отложений максимальной мощности.

тами, которые на восточном склоне составляют основу всего разреза палеоценовых отложений. При этом диатомиты, как правило, всегда фиксируются в нижней части описываемых образований. Максимальная мощность морского палеоцена центральной части Западно-Сибирской равнины не превышает 130 м.

В сводном разрезе эоценовых отложений равнины могут быть выделены глауконито-кварцевые пески и песчаники, светло- и темно-серые опоки и опоквидные глины, светло-серые диатомиты и зеленовато-серые глины. На основании палеонтологических данных две первые свиты относятся к нижнему эоцену, а третья имеет средне-верхнеэоценовый возраст.

В разрезе нижнеолигоценовых отложений Западно-Сибирской равнины отчетливо выделяются два фациально различных комплекса пород. Первый приурочен к области максимального погружения палеозойского фундамента в центре равнины и сложен монотонной толщей зеленовато-серых глин (чеганская свита). Здесь в силу особых геотектонических условий смена морского режима континентальным произошла в очень короткий срок, и накопления континентально-морских образований практически не наблюдалось. В районах припалеозойского обрамления равнины, где погребенный фундамент залегает сравнительно на небольшой глубине и в областях развития ведущих положительных структур, унаследованно развивающихся на протяжении всего мезо-кайнозойского времени, верхняя часть разреза нижнего олигоцена представлена свитой континентально-морских песчано-глинистых образований. В приведенных типовых разрезах нижнего олигоцена равнины одновременно проявились характерные черты строения разновозрастных образований Северного Казахстана, Тургай и Приаралья и индивидуальные особенности аккумуляции осадков чеганского бассейна в пределах центральных и прибортовых районах равнины.

Наряду с аккумуляцией морских осадков палеоцена и эоцена на востоке и юге равнины шло накопление их континентальных эквивалентов. В их составе широко развиты сероцветные озерно-аллювиальные песчано-глинистые осадки с прослоями и линзами бурых углей. В значительно меньшей степени на юге равнины и в Северном Казахстане распространены бокситоносные и кремнистые породы. На основании комплексных палеоботанических данных они сравнительно удовлетворительно стратифицируются и выделяются из континентальной серии третичных отложений Западно-Сибирской равнины.

Континентальные отложения олигоцена и неогена

Из анализа данных по стратиграфии морских и континентальных мезозойских и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины следует, что их фациальный состав и характер территориального распространения во многом отражают основные закономерности развития эпейрогенических движений в течение длительной геологической эволюции. В большей степени они должны найти свое отражение в фациальной природе и литологическом составе более молодых континентальных образований среднего и верхнего олигоцена и неогена. Многие из них непосредственно обнажены в естественных разрезах по долинам рек и вскрыты многочисленными буровыми скважинами. На протяжении многих лет все работы по познанию стратиграфии континентального олигоцена и неогена Западно-Сибирской равнины в основном были сконцентрированы в южных степных и лесостепных районах; в значительно меньшей степени они изучались в центральной зоне. В северной части Западно-Сибирской равнины континентальные отложения олигоцена и неогена изучены

крайне слабо, так как они здесь за редким исключением перекрыты мощным плащом более молодых образований.

В истории развития наших представлений о стратиграфии континентальных отложений олигоцена и неогена Западно-Сибирской равнины можно выделить три этапа. На первом этапе (1896—1956 гг.) из-за отсутствия достаточных палеонтологических данных значительная часть осадков олигоцена была отнесена к неогену. К началу 1956 г. закончились первые площадные геологические исследования в районах Приангарья, Тургая, Казахстана и Западно-Сибирской равнины и представилась возможность сопоставления стратиграфических схем континентального олигоцена и неогена на значительной территории Арало-Сибирских равнин. Эта большая и очень важная работа была весьма успешно завершена на Всесоюзном стратиграфическом совещании, которое проходило в г. Ленинграде в 1956 г. Все сероцветные отложения пекрасовской серии от атлымских песков до суглиносупесей бещеульской свиты были отнесены к среднему и верхнему олигоцену, а осадки бурлинской серии — к образованиям миоцена и нижнего плиоцена, формирование которых происходило в аридных ландшафтно-климатических условиях. На последующих (очень часто далеко не представительных) межведомственных совещаниях (Новосибирск, 1960; Тюмень, 1967; и др.) снова разгорались споры по принятой ранее (1956 г.) стратиграфической схеме континентальных отложений олигоцена и неогена Западно-Сибирской равнины. Они не завершились и до настоящего времени вследствие того, что дальнейшее изучение стратиграфии указанных отложений идет по линии сугубо индивидуального выделения новых предельно дробных стратиграфических подразделений, палеонтологическое обоснование которых отражает фациальные различия осадков, а не возраст многих вновь выделяемых свит. Мы считаем, что охарактеризованные стратиграфические исследования не могут служить фундаментом для новой базы по проведению более детального геологического картирования.

Результаты наших многолетних исследований нашли свое отражение в стратиграфической схеме 1956 г., и мы широко их используем в настоящей работе, так как выделенные в ней возрастные подразделения отражают крупнейшие геологические тела, которые легко картируются, а их литологический состав и характер площадного развития отражают региональную смену физико-географических условий и особенности проявления эпейрогенных движений.

В конце нижнего олигоцена на весьма обширных пространствах Азиатского континента прокатилась волна интенсивных поднятий, в результате которых палеогенное море оставляет Западно-Сибирскую равнину и на ее территории повсеместно устанавливается длительный континентальный режим. Кратковременный этап тектонической активности быстро сменяется новым периодом погружения и накопления мощной толщи озерно-аллювиальных и субаэральных осадков. В пределах Западно-Сибирской равнины континентальные отложения олигоцена и неогена развиты весьма широко и непосредственно обнажаются в естественных разрезах в долинах Оби, Иртыша и их притоков. По новейшим данным, их общая мощность достигает 530 м и значительно превышает мощность одновозрастных образований Северного Казахстана, Тургая и Северного Приаралья. На территории Западно-Сибирской равнины мы, несомненно, имеем более полный разрез этих отложений, которые вносят много нового в наши сложившиеся представления об условиях формирования мощных континентальных свит, широко развитых в пределах обширных пространств Арало-Сибирских равнин.

На основании литологических и палеонтологических данных, континентальные осадки олигоцена и неогена равнины подразделяются на ряд свит. К среднему олигоцену относятся атлымская, реженская, ракитинская и абросимовская свиты, а к верхнему — бещеульская. В сводном

разрезах неогеновых отложений выделяются ишимская (нижний и средний миоцен) и черлакская (верхний миоцен и нижний плиоцен) свиты.

Атлымская свита. В подавляющем большинстве районов Западно-Сибирской равнины атлымская свита представлена толщей разнородных песков светло-серого и белого, реже желтовато- и зеленовато-серого цвета, частично содержащих то бóльшую, то меньшую примесь алевроитового и глинистого материала. Лишь только в зонах погружения Казахского нагорья ее песчаные осадки замещаются серией глинистых образований. По материалам бурения здесь наблюдается неравномерное переслаивание глинистых алевроитов, алевроитовых глин и тонкозернистых песков коричневатого и светло-серой окраски. В районах Западно-Сибирской равнины максимальная мощность осадков атлымской свиты наблюдается в пределах Хаиты-Мансийской и Иртышской впадин. В первом случае в бассейне нижнего течения р. Бол. Юган она достигает 79 м, а во втором (г. Татарск) — 75 м.

Реженская свита. В составе свиты широко развиты глины, супеси и мелкозернистые пески светло-серого и серовато-коричневого цвета с подчиненными прослоями лигнита. Последние составляют наиболее характерную ее особенность и почти повсеместно отмечаются как в естественных обнажениях, так и в разрезах многочисленных буровых скважин. Степень общей угленасыщенности осадков реженской свиты на территории районов Западно-Сибирской равнины различна: в больших масштабах она проявляется в восточной зоне припалеозойского обрамления равнины (Томский район) и частично — в Кулундинской степи, в областях развития значительных поднятий и, в частности, в наиболее изученных структурах Тарского Прииртышья снижается до 20—25 м, в пределах Хаиты-Мансийской и Кулундинской впадин возрастает до 65—80 м.

Ракитинская свита. В литологическом составе свиты преобладают серые и зеленовато-серые алевроиты, супеси и тонкозернистые пески. Алевроито-песчаные фации в основном характерны для районов Иртышской впадины и не заходят на восток далее г. Барабинска. В ее пределах наблюдается и максимальная мощность раkitинской свиты (до 70—75 м). В других районах равнины и особенно в областях развития подожительных структур широко распространены ее чисто песчаные фации. В Приобье, Кулундинской степи, Барабе и в западных районах Нарымского края раkitинская свита всюду представлена толщей довольно однородных тонкозернистых песков серой окраски. Очень редко в них отмечаются линзовидные прослои, реже более выдержанные горизонты, сильно песчанистых глин. Мощность песчаной фации раkitинской свиты в среднем колеблется в пределах 20—40 м.

Абросимовская свита. Наиболее высоким стратиграфическим горизонтом в нормальном разрезе среднего олигоцена Западно-Сибирской равнины являются осадки абросимовской свиты, весьма широко распространенные в районах ее центральной части. Рыхлые отложения этой свиты характеризуются большой выдержанностью литологического состава. Повсеместно они слагаются толщей глин и суглинков, в которых прослой песков и супесей играют подчиненную роль. В окраске пород явно преобладает коричневатый-серый цвет. Почти во всех естественных разрезах и в разрезах буровых скважин осадки абросимовской свиты содержат в себе многочисленные пропластки и линзы бурого угля и лигнита. По исходной природе угли гумусовые богаты остатками стеблей и корневых тканей высших растений. Формирование угленосных пластов проходило главным образом в сильно обводненных условиях, на что указывают высокое содержание витринизированного вещества и небольшое участие компонентов группы фюзена. По материалам бурения, наибольшая мощность угленосных осадков абросимовской свиты (почти 100 м) отмечена в бассейнах нижнего течения рек Иртыш и Бол. Юган.

К западу, югу и востоку от указанных районов повсеместно наблюдается последовательное уменьшение мощности этих осадков, и на юге Кулундинской степи она не превышает 20—30 м.

Бещеульская свита. Отложения бещеульской свиты на территории Западно-Сибирской равнины распространены весьма широко. По совокупности всех литологических и палеонтологических данных в ее составе могут быть выделены три основных фациальных комплекса. В пределах западных и центральных районов равнины всюду развита весьма характерная толща суглиносупесей, которые в восточных частях Западно-Сибирской равнины постепенно замещаются выдержанными горизонтами песчаных образований. Вдоль всего южного обрамления равнины ее осадки представлены сложно построенной серией континентальных образований, в составе которых присутствуют железистые гравелиты, пески, мучнистые алевроиты и пестроокрашенные глины.

На большей части Западно-Сибирской равнины бещеульскую свиту слагают мелкослоистые коричневато-серые суглиносупеси, реже глины и пески. Характерной особенностью свиты является оригинальная тонкослоистая текстура. всюду наблюдается переслаивание светло-серой пылевато-слюдистой супеси и коричневато-серого, пылевато-слюдистого суглинка, причем мощность отдельных прослоев не превышает 3 мм. Кроме подобной микрослоистости наблюдается чередование отдельных тонконаслоенных пачек, в которых, с одной стороны, преобладают супесчаные слои, а с другой — суглинистые. Мощность отдельных пачек колеблется от 0,10 до 0,15 м. Весьма своеобразная двойная слоистость отчетливо прослеживается как в верхних, так и в нижних частях бещеульской свиты. В некоторых местах прослой супесей замещаются прослоями тонкозернистых слюдистых песков, а пылеватые суглинки — песчаными глинами. При этом общий характер слоистости остается тот же. Мощность бещеульской свиты на большей части равнины в среднем колеблется от 20—40 м и лишь в районах Хапты-Мансийской впадины возрастает до 65 м.

Ишимская свита. На основании литолого-стратиграфических данных на территории Западно-Сибирской равнины в составе осадков ишимской свиты могут быть выделены два фациальных типа. Первый тип глинистых фаций широко распространен в южных районах равнины. Благодаря удивительной выдержанности литологического состава глинистых толщ, охарактеризованных комплексом своеобразной фауны третичных млекопитающих, они сыграли большую роль в деле стратификации всей континентальной серии Западной Сибири, Тургая и Северного Приаралья. Вторая весьма распространенная фация ишимской свиты представлена мелкозернистыми песками и супесями, содержащими прослой и линзы суглинков и глин. В территориальном отношении она занимает южную зону центральной части Западно-Сибирской равнины.

В равнинных областях Северного Казахстана, в предгорных районах Алтая и прилегающей к ним южной части Западно-Сибирской равнины в составе ишимской свиты широко развиты глинистые фации. При большой общей однородности литологического состава они все же на различных участках, несомненно, имеют и свои специфические особенности. На крайнем юге в зонах припалеозойского обрамления равнины повсеместно развиты пестроцветные глины. Пестрота окраски обусловлена наличием красных, розовых и фиолетовых пятен на общем зеленовато-белесоватом фоне глинистых пород. В них присутствуют железисто-марганцевистые бобовины, крупные друзы и кристаллы гипса и известково-мергелистые конкреции. По мере движений к равнинным районам Кулундинской степи и Барабы охарактеризованные отложения постепенно замещаются толщей зеленовато-серых глин, содержащих стяжения и прослой мергеля. Максимальная мощность глинистых фаций ишимской свиты (85—90 м) наблюдается в западных районах центральной зоны

Кулундинской степи. На север от указанной территории мощность последовательно убывает и в пределах Омско-Тарского Прииртышья не превышает 20—30 м.

Черлакская свита. На территории Западно-Сибирской равнины отложения черлакской свиты широко развиты в пределах Ишимской степи и в западных и центральных районах Кулунды и Барабы. На севере граница их площадного распространения проходит по широте с. Абатского на р. Ишим. На указанной территории максимальная мощность глин черлакской свиты отмечена в Славгородском и Лозовском районах Алтайского края и Павлодарской области. Здесь она почти повсюду колеблется от 40 до 50 м. К северу, западу и востоку мощность осадков черлакской свиты постепенно сокращается и у северной окраины их распространения не превышает 5 м.

В состав черлакской свиты входят серые, черные, зеленоватые, оливковые и буровато-желтые глины с многочисленными скоплениями известково-мергелистых конкреций. Во влажном состоянии глины пластичные, при высыхании приобретают весьма характерную комковатую или неправильно многоугольную отдельность, которая при дальнейшем высыхании дает мелкую остроугольную дресву. Характерной особенностью свиты является насыщенность ее солями, главным образом углекислыми и в меньшем количестве сернокислыми. Минерализация свиты связана с илообразовательными процессами и с процессами выветривания и почвообразования, протекавшими при аккумуляции осадков. Глины характеризуются преобладанием иловатых (до 30%) и глинистых (до 70%) фракций.

В южных районах Западно-Сибирской равнины черлакская свита имеет несколько иной литологический облик. Основное отличие заключается в том, что здесь в ее составе появляются весьма значительные линзы красно-бурых глин и прослои песков. По мере продвижения на юг в общем цветовом фоне ее осадков наблюдается постепенное нарастание красно-бурых оттенков, и в предгорьях Алтая пестроцветные горизонты черлакской свиты целиком замещаются однородной толщей красно-бурых и участками кирпично-красных глин.

Континентальные отложения палеогена и неогена Западно-Сибирской равнины охарактеризованы многочисленными остатками ископаемой фауны и флоры. К большому сожалению, между исследователями нет единого мнения о возрастном положении отложений.

Геосторическая шкала четвертичных отложений

В прошлом столетии на VII Международном геологическом конгрессе (Санкт-Петербург) русскими геологами на повестку дня был поставлен вопрос о реформе стратиграфической системы. Для установления границ между геологическими системами, отделами и ярусами было предложено использовать физико-географические явления широкого регионального охвата. Участники конгресса одобрили принципиальную основу выдвинутых положений, но не смогли принять конкретных решений, так как исходные фактические данные полевых исследований еще не позволяли сделать необходимые обобщения в направлении разработки ряда важнейших теоретических проблем.

Вопрос о принципиально новом пересмотре схемы деления геологического времени неоднократно стоял на многих последующих геологических конгрессах и специальных международных конференциях, но его обсуждение по многим причинам также не привело к принятию положительных решений. По нашему мнению, создававшаяся обстановка в развитии новых представлений о реформе стратиграфической системы явилась следствием того, что многие исследователи стремились решить

поставленную задачу в глобальном масштабе. При этом, однако, не учитывали степень геологической изученности нашей планеты в области познания главнейших закономерностей последовательного изменения физико-географических явлений в различные периоды. Имеющиеся материалы даже в настоящее время позволяют принимать решение пока лишь только в разрезе одной наиболее хорошо изученной системы, а не в профиле всей стратиграфической шкалы. При этом обработка новых исходных положений должна базироваться первоначально на таком фактическом материале, который наиболее полно отражает геологическую эволюцию ведущих тектонических структур. В качестве основного объекта мы избрали четвертичную (антропогенную) систему, осадки которой наиболее широко развиты в пределах многообразных равнин, занимающих 90% территории всех континентов нашей планеты. При их изучении за последние годы были получены наиболее интересные и ценные результаты. Они положены в основу открытия важнейших законов не только в области познания истории развития равнинных территорий, но и в направлении прямой корреляции стратиграфических выводов с определенными этапами последовательной смены физико-географических и тектонических явлений. Следует, однако, сказать, что все наши конструктивные предложения по рассматриваемой проблеме ни в какой мере не умаляют достоинства старой стратиграфической шкалы. Она, безусловно, должна быть сохранена и в процессе дальнейших исследований максимально усовершенствована, но при этом и очищена от свойственного ей дуализма путем увязки и взаимного контроля полученных результатов палеонтологических исследований с учетом последовательной смены физико-географических явлений широкого регионального охвата. Естественно, что новая шкала, опирающаяся на последовательную смену ведущих противоречий, лежащих в основе диалектически развивающегося геосторического процесса развития Земли, на начальных этапах своего становления должна носить узко региональный характер. Лишь в дальнейшем общая совокупность региональных шкал может привести нас к созданию единой естественной геосторической шкалы.

Пересмотр стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины мы проведем на базе анализа новейших фактических данных о четырех этапах развития ее величайших палеорек. Для корреляции древних аллювиальных осадков и установления основных закономерностей их строения мы широко используем палеонтологический метод и главнейшие выводы специальных работ в области изучения фациальной природы четвертичных отложений и познания геоморфологических условий формирования рельефа равнинных территорий.

В течение всей истории изучения четвертичных отложений не только нашей страны, но и всех континентов земного шара основной упор был сделан на выявление палеогеографической обстановки ледниковых явлений. Мы не умаляем значение этих исследований, но считаем, что односторонний подход к анализу природы четвертичных образований значительно тормозит развитие геологической науки. Даже простое территориальное сравнение всех площадей распространения ледниковых отложений с областями развития других генетических типов четвертичных образований не даст нам никакого права для дальнейшего одностороннего подхода к их изучению и стратиграфической корреляции только на основании выделения ледниковых и межледниковых эпох.

Вся литература по стратиграфии четвертичных отложений до предела насыщена многочисленными, очень часто весьма дискуссионными работами по вопросам многократности оледенений. Между тем четвертичные образования внеледниковой зоны, занимающие огромную территорию нашей страны, изучены еще далеко недостаточно. Эта территория охватывает наиболее населенные районы Советского Союза и по

сравнению с областями развития ледниковых образований, несомненно, имеет наилучшие климатические условия для интенсивного развития сельского хозяйства. Как это ни странно, но о геологии ледниковых отложений Крайнего Севера нашей страны мы знаем больше, чем о природе покровных образований ее основной сельскохозяйственной зоны.

Из анализа опубликованных работ по стратиграфии четвертичных отложений можно сделать вывод о том, что выделение многочисленных ледниковых и межледниковых эпох в подавляющем большинстве случаев не может быть обосновано бесспорными палеонтологическими данными. Большинство советских геологов пишут в своих работах о том, что похолодание парастало постепенно и достигло своего максимума в диспровскую (самаровскую) эпоху. Недостаточная аргументация представлений о расчленении четвертичных отложений на ледниковые и межледниковые эпохи привела в последние годы к развитию диаметрально противоположных воззрений о полном отсутствии ледниковых явлений на всей территории севера европейской части СССР и Сибири и к новому возрождению дрейтовой гипотезы. Вполне естественно, что одновременное существование двух резко различных представлений об основном стратиграфическом расчленении четвертичных отложений равнинных территорий породило и идеи компромиссного решения данного вопроса. Авторы многих работ стали говорить об одновременном существовании ледниковых покровов максимального оледенения и полярного бассейна, а также о наличии фациальных замещений морских образований серией морских осадков.

Вышеприведенные данные свидетельствуют об острой необходимости коренного пересмотра исходных позиций в деле построения более совершенной геоисторической шкалы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины и очень многих равнинных территорий нашей планеты. На основании многочисленных полевых исследований и изучения материалов других исследователей мы уверенно можем сказать о том, что формирование четвертичных отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины, как и целого ряда великих и малых равнин мира, неразрывно связано с историей зарождения и развития древних палеорек и современной гидрографической сети. В свете новейших данных можно сделать вывод о том, что четвертичный покров равнины в основном был создан не в результате последовательной эволюции реликтовых озер неогена и не в процессе развития весьма обширных подпрудно-ледниковых и морских бассейнов (как считают многие исследователи), а в итоге закономерного формирования мощной системы древних палеорек. Их пространственное расположение в значительной степени было предопределено общим характером проявления новейших движений.

Палеогеографические реставрации свидетельствуют о том, что на большей части Западно-Сибирской равнины современные долины Оби и Иртыша и их главнейших притоков закономерно приурочены к системе древних палеорек. Палеореки отличались исключительно большой многоводностью и максимальной активностью в направлении интенсивного размыва шихележащих третичных образований и формирования предельно широких и глубоких речных долин, выполненных мощной толщей аллювиальных образований. Аналогичные процессы наблюдались и при создании современных долин Оби и Иртыша, протекали они по сравнению с эпохами палеорек в весьма скромных масштабах и в основном осваивали ранее отработанные эрозионные формы. В результате совмещения древних и современных речных систем в центральных районах Западно-Сибирской равнины аллювиальные образования развились весьма широко. Колоссальная пойма и не менее значительные области распространения надпойменных террас и террасовых равнин палеорек совершенно сопоставимы с общей территорией древних водоразделов.

Почти предельная соизмеримость древних и современных террасовых равнин и водоразделов составляет наиболее характерную особенность в геоморфологическом строении центральной зоны Западно-Сибирской равнины.

Новые данные об истории формирования мощной системы древних транзитных палеорек и современных речных артерий Западно-Сибирской равнины могут служить весьма надежной основой для стратиграфического расчленения ее четвертичных отложений на базе выделения четырех флювиальных эпох, отражающих геонисторическую последовательность этапов в развитии физико-географических явлений регионального охвата. Аллювиальные свиты палеорек и современных речных систем отчетливо прослеживаются не на сотни, а на тысячи километров. Их вещественный состав был изучен в предгорьях Алтая, на приподнятых равнинах Северного Казахстана, в центральной зоне Западно-Сибирской равнины и в ее самых северных районах. На основании описания береговых обнажений и анализа буровых материалов аллювиальные свиты палеорек закартированы на огромной территории (от Урала до Сибирской платформы и от Алтая до Обской губы). Предельно широкое площадное распространение интересующих нас образований не может идти ни в какое сравнение с имеющимися данными о пространственном развитии ледниковых образований, положенными сейчас в основу стратиграфического расчленения четвертичных отложений подавляющей части равнинных территорий. Одновременно с этим горизонтальная и вертикальная корреляция аллювиальных свит палеорек может быть легко проведена и на основании установленных закономерностей их формирования. При проведении аналогичных исследований в области сопоставления ледниковых образований с одновозрастными, но в генетическом отношении резко различными отложениями весьма обширной внеледниковой зоны всегда встречаются значительные затруднения. По указанным вопросам возникают серьезные разногласия, так как у многих исследователей нет вполне объективных данных для проведения соответствующих корреляций в пределах больших территорий.

В истории зарождения и развития палеорек Западно-Сибирской равнины мы выделяем четыре основных этапа: 1) барнаульский (верхний плиоцен), 2) малоюганский (нижний плейстоцен), 3) тобольский (нижний и средний плейстоцен), 4) эбругульский (средний плейстоцен). На каждом этапе последовательно формировались существенно русловые и пойменно-старичные отложения транзитных палеорек и одновозрастные пролювиально-делювиальные образования их склонов и древних водоразделов.

В погребенных долинах барнаульских палеорек верхний плиоцен представлен существенно русловой толщей серых разнородных песков. В области припалеозойского обрамления Западно-Сибирской равнины пески обогащены гравием и галькой палеозойских пород Горного Алтая. В районах развития пластовых равнин Кулунды, Барабы и Ишимской степи русловый аллювий барнаульских палеорек содержит в себе значительные прослои и линзы гравия и гальки из переметых и переотложенных известково-мергелистых конкреций нижнеплиоценовой черлакской свиты. Кроме того, широко распространен весьма характерный песчано-гравийный горизонт, залегающий во многих местах в пределах водораздельных районов. При движении в сторону древних долин его мощность последовательно нарастает. Приведенные факты явно свидетельствуют о больших масштабах площадного эрозионного размыва, который ознаменовал начало формирования четвертичных отложений на значительной территории Западно-Сибирской равнины*.

* Нижнюю границу четвертичной системы Западно-Сибирской равнины мы проводим по подошве бетекейской свиты, осадки которой принадлежат к фации русловых отложений барнаульских палеорек.

Литология и стратиграфия вышележащих осадков верхнего плиоцена отражает развитие пойменных и старичных фаций на заключительной стадии формирования барнаульских палеорек. В литологическом отношении они обычно представлены толщей синевато-серых иловатых суглинков и глин, в верхней части отложения часто замещаются пачкой бурых и темно-серых глин, содержащих линзовидные прослои погребенных почв. На пологих склонах древних водоразделов русловые и пойменно-старичные осадки барнаульских палеорек фациально замещаются существенно глинистыми пролювиально-делювиальными образованиями. В их составе явно преобладают буровато-зеленые и зеленовато-серые суглинки и глины. Они довольно резко отличаются от подстилающих их третичных осадков не только значительным понижением общего тона окраски, но и полным отсутствием весьма характерных текстурных особенностей, на основании которых пролювиально-делювиальные осадки барнаульских палеорек всегда можно отличить от нижележащих более древних образований.

Из всех районов Западно-Сибирской равнины наиболее мощные горизонты пролювиально-делювиальных образований барнаульских палеорек широко распространены только в Бийско-Барнаульской впадине и в приобской части Обь-Иртышского междуречья. Их аккумуляция на протяжении всего верхнего плиоцена проходила под непосредственным влиянием ближайших положительных структур Кольвань-Томской дуги, Салаирского кряжа и Горного Алтая. В этих условиях, несомненно, возросла роль пролювиально-делювиальных отложений в строении долин барнаульских палеорек в связи с непрерывным поступлением обильного исходного материала со всей территории юго-восточного обрамления Западно-Сибирской равнины.

Первые сведения о наличии более молодых русловых и пойменных фаций и фаций длительных полноводных разливов в разрезе аллювиальных отложений второго малоюганского флювиала мы находим у В. И. Громова [1934]. Он впервые их описал в долине р. Мал. Юган, и поэтому мы считаем, что это название необходимо оставить за вторым этапом формирования палеорек Западно-Сибирской равнины. Новейшие материалы о вещественном составе и истории формирования малоюганских палеорек довольно полно опубликованы в работах А. И. Воробьева [1975], И. Г. Ермакова [1967], Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградского [1974]. Последние авторы русловые фации указанного флювиала описали как осадки талагайкинской свиты. Необходимо отметить, что в бассейне Ниж. Иртыша и в районах Сургутского Приобья наблюдается значительное возрастание мощности малоюганских аллювиальных отложений за счет русловых фаций. В их нижней части отмечаются увеличение процентного содержания крупных фракций и наличие базального горизонта, обогащенного гравийным материалом. Вместе с этим относительно часто вышележащие пойменно-старичные фации бывают размыты, и на русловом аллювии малоюганского флювиала непосредственно залегают более молодые тобольские «диагональные пески», впервые выделенные В. Н. Сукачевым [1932, 1933].

Для точного определения возраста малоюганского флювиала ни у одного из исследователей нет никаких фактических данных. Нет данных также и о его возможных стратиграфических аналогах в других районах Западно-Сибирской равнины.

Вышележащие отложения тобольского флювиала нами изучены в бассейнах Чаи, Кети, Парабели, Васюгала, Тыма, Ваха, Лямина, Назыма, Демьяновки, Тургаса, Тобола, Ишима и Оми, а также в долинах Оби от г. Бийска до г. Салехарда, Иртыша от г. Семипалатинска и до устья, р. Томь от г. Новокузнецка до устья. После шрединных исследований мы впервые дали обоснованные [Николаев, Шумилова, 1962] выводы о том, что тобольские палеореки отличались большой много-

водностью, максимальной эрозийной активностью и сформировали глубокие и самые широкие долины (до 250 км). Мы считаем, что тобольские палеореки не могли сформировать за один эрозийно-аккумулятивный цикл мощную систему водных артерий и высказали свои обоснованные предположения о существовании значительного дотобольского вреза [Николаев, 1963]. До наших исследований многие геологи русловый аллювий тобольских палеорек относили вслед за В. Н. Сукачевым [1932, 1933] к флювиогляциальным отложениям максимального оледенения.

Пространственное расположение дотобольских, тобольских, послетобольских палеорек и современных речных систем было predetermined общей унаследованной направленностью неотектонических движений [Николаев, 1961, 1963]. Они в значительной степени определили основную и самую главную закономерность в строении рельефа Западно-Сибирской равнины.

Сводный разрез песчаных фаций тобольского флювиала может быть представлен в следующем виде (сверху вниз):

1) мелкозернистые серовато-белые и желтовато-серые преимущественно тонкослоистые пески и супеси;

2) диагонально-слоистые серовато-белые и желтовато-серые средние и крупнозернистые пески с прослоями гальки и линзами намытой древесины.

Максимальная видимая мощность описываемых отложений достигает 20—25 м. В основании тобольского руслового аллювия на границе с нижележащими разновозрастными образованиями прослеживается всюду горизонт галечника средней мощностью 25—30 м. В нижней части тобольского аллювия почти повсеместно наблюдаются многочисленные линзы до 0,5 м мощностью, состоящие из перемытых кусков древесины, среди которой изредка попадаются хорошо сохранившиеся шишки сосны и ели. Пески нередко содержат гальку величиной от 5 до 10 см. Диагональные пески постепенно переходят в выше лежащие мелкозернистые тонкослоистые пески и супеси, отличающиеся по механическому составу и по слоистости. Кроме того, в них за очень редким исключением отсутствуют линзы намытой древесины и прослой мелкой гальки.

Отмеченные характерные особенности в строении песчаных осадков прослеживаются из разреза в разрез на многие сотни километров. Это обстоятельство вместе с палеонтологическими данными (повсеместное присутствие весьма богатых семенных флор) дает надежные критерии для уверенных корреляций. Характерные визуальные особенности описываемых образований не продублированы ни в более древних, ни в более молодых четвертичных отложениях.

В районах Тобольского Прииртышья в верхней части осадков тобольского флювиала залегает 5—10-метровая характерная толща пойменно-старичных отложений. Она представлена в основном темно- и зеленовато-серыми глинами и суглинками, содержащими прослой и линзы мелкозернистых песков, илистых торфяников и гумусированных супесей. В сухом состоянии глины и суглинки очень плотные. Во многих случаях в них наблюдаются известковые стяжения различной формы. В районах внеледниковой зоны пойменно-старичные осадки тобольского флювиала непрерывно прослеживаются в береговых разрезах, обнаженных как по Иртышу, так и по Оби, и их стратиграфическое положение и фациальная принадлежность не вызывают никаких сомнений.

Необходимо сказать о том, что в низовьях Иртыша и в районах Сургутского Приобья глины и суглинки пойменно-старичных фаций тобольского флювиала перекрываются ленточно-слоистыми глинистыми осадками подирурал долинных озер, которые, в свою очередь, имеют клиновидное сочленение с мореной самаровского оледенения.

Сводный разрез четвертичных отложений тобольских палеорек с размывом перекрывается осадками эбаргульского флювиала. Их стратоти-

пические разрезы впервые более детально нами были изучены в Усть-Ишимском районе Омской области в окрестностях с. Эбаргуль. О возникновении и генезисе его осадочных образований существуют две основные точки зрения. Одни считают, что отложения эбаргульского флювиала представлены толщей озерно-аллювиальных осадков, а другие убеждены в том, что они формировались в условиях весьма обширных подирудных бассейнов, которые, по их мнению, неоднократно возникали на территории Западно-Сибирской равнины в связи с многократным повторением ледниковых эпох. На картах четвертичных отложений всегда отражается генетическая природа покровного комплекса Тобольского Прииртышья и Нарымского Приобья (первое мнение). Указанные противоречия находят свое объяснение в том, что все исследователи Западно-Сибирской равнины уделяли основное внимание изучению ее более древних отложений и в меньшей степени особенностям строения покровного комплекса Тобольского материка. Исторически сложившиеся представления о его озерно-аллювиальной природе вполне удовлетворяли многих геологов, так как основные расхождения касались вопросов стратиграфии и палеогеографии более древних отложений.

Решающую роль в познании природы покровного комплекса Тобольского Прииртышья сыграла работа Р. С. Ильина [1936]. Он с большим вниманием и интересом изучил естественные разрезы с подробным описанием почвенного покрова и очень тщательно проанализировал на первый взгляд удивительно монотонный облессованный разрез эбаргульского флювиала, совершенно не похожий на весьма характерный состав низелегающих аллювиальных свит тобольского и малоюганского циклов в развитии палеорек Западно-Сибирской равнины. Приходится удивляться тому, как Р. С. Ильин в 30-е годы нашего столетия, когда вся территория Тобольского Прииртышья и Сургутского Приобья представляла собой фактически белое пятно на карте геологической изученности Западной Сибири, сумел сформулировать обоснованное мнение об аллювиальной природе покровного комплекса весьма значительной северной половины Обь-Иртышского междуречья. К сожалению, многие молодые специалисты не смогли по достоинству оценить и понять его, несомненно, прогрессивные воззрения и использовать их в деле дальнейшего изучения нового региона нашей страны.

Мы пошли по пути Р. С. Ильина, прекрасно зная о том, что его выводы об аллювиальной природе своеобразного комплекса покровных отложений Тобольского Прииртышья могут получить свое дальнейшее стремительное развитие только при положительном решении двух основных задач. Во-первых, надо было доказать на большом фактическом материале, что аллювий эбаргульского флювиала знаменует новый этап в развитии палеорек Западно-Сибирской равнины, русловые фации которого не только размывали ранее сформировавшиеся осадки тобольских долин, но и вышли далеко за их пределы. Во-вторых, следовало определить, какая толща осадков и как была размыва? На первый взгляд трудно себе реально представить, что существенно супесчаные фации руслового аллювия равнинных рек эбаргульского флювиала могли привести весьма значительный эрозионный размыв на большой территории. С этой целью первоначально нам пришлось изучить закономерную направленность в развитии эрозионных и аккумулятивных процессов в современной долине Оби в период ее весенних разливов и последующего спада вешних вод. Лишь только после проведения указанных наблюдений можно было перейти к решению второй задачи.

Вполне естественно, что на всестороннее изучение поставленных вопросов необходимо было затратить значительные усилия. За много лет в районах Тобольского Прииртышья были проведены обширные исследования, результаты которых опубликованы. К сожалению, никаких новых данных об особых условиях формирования эбаргульского аллювия

получить не удалось. Лишь сравнительно недавно нами впервые найден такой страторегион, где в естественных разрезах правого берега Иртыша и его левых притоков можно наблюдать, как русловый аллювий эбаргульских палеорек выходит за пределы тобольских долин и раскрывает во многих деталях последний этап в формировании палеорек Западно-Сибирской равнины.

В Усть-Ишимском районе Омской области на правом берегу Иртыша, против с. Эбаргуль, обнажен полный разрез аллювиальных отложений эбаргульского флювиала. Сверху вниз лежат следующие отложения:

	Мощность, м
1. Почва	0,5
2. Суглинок палево-желтый, лессовидный . .	2,5
3. Суглинок желтовато-зеленоватый с охристыми пятнами в верхней части, слабо гумусированный	3,0
4. Гумусированный горизонт	1,0
5. Супесь зеленовато-серая	5,0
6. Гумусированный горизонт	1,0
7. Суглинок зеленовато-серый песчанистый . .	4,0
8. Гумусированный горизонт	1,0
9. Песок серый и желтовато-серый, тонкозернистый, слоистый. В нижней части песок разнозернистый, с линзами и прослоями белого кварцевого песка	4,5
10. Третичные отложения. Видимая мощность	32,5

В приведенном разрезе (22,5 м) толща эбаргульского флювиала может быть подразделена на три части. В основании залегают пески русловой фации, выше следуют супеси и песчаные суглинки с гумусированными прослоями. Они отражают развитие пойменно-старичных фаций и фации половодных разливов. Завершается разрез 5,5-метровым горизонтом лессовидных суглинков. В их средней части отмечаются тонкие прослойки и линзы более темной окраски.

В непосредственной близости от приведенного разреза на правом берегу Иртыша у сел Новоникольского, Романова, Скородум и других одновременно обнажаются полные разрезы аллювиальных отложений как тобольских, так и эбаргульских палеорек. В качестве иллюстрации мы приводим описание разреза у с. Новоникольского:

	Мощность, м
1. Почва	0,5
2. Суглинок палево-желтый, лессовидный . .	5,5
3. Супесь зеленовато-серая	1,0
4. Гумусированный горизонт	1,0
5. Супесь зеленовато-серая	5,0
6. Гумусированный горизонт	1,0
7. Супесь зеленовато-серая	2,5
8. Песок серый и желтовато-серый, слоистый, тонкозернистый. В нижней части песок разнозернистый	2,5
9. Глина темно-серая с линзами и прослоями тонкозернистого песка	6,0
10. Песок светло-серый, мелко- и среднезернистый, в верхней части горизонтально-слоистый, в нижней — косослоистый с линзами и прослоями памытой древесины	24,0
11. Третичные отложения. Видимая мощность	6,0

В приведенном разрезе, так же как и в других опорных разрезах, обнаженных в долинах Иртыша, Оби и Томи, с удивительным постоянством и закономерной последовательностью всюду наблюдаются русловые и пойменно-старичные фации тобольских и эбаргульских палеорек.

В работах конца прошлого столетия и первой половины нашего века [Высоцкий, 1896а, б; Громов, 1934; Обручев, 1930; Эдельштейн, 1936; и др.] много раз писали о том, что в северной половине Тоболь-

ского материка нигде не наблюдается типичный моренный ландшафт, подобный моренному рельефу Восточной Европы при наличии в составе его четвертичных образований ледниковых отложений самаровского оледенения. Несмотря на это, в бассейнах рек Салым и Бол. Юган на всех геоморфологических картах СССР всегда картировались ледниковые равнины с моренным рельефом без особого объяснения вышеуказанных фактических данных. Отсутствие моренного рельефа в левобережной части Сургутского Приобья явилось мощным стимулом к развитию в последние годы различных антигляциологических направлений в познании четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Сторонники ледниковой теории не могли своевременно дать указанным фактам убедительное научное объяснение и тем самым способствовали развитию гипотезы маринизма.

В связи с этим на повестку дня стал очень важный вопрос о том, как и когда на весьма значительной территории бассейна Оби уничтожен моренный рельеф и где проходила южная граница распространения самаровского оледенения. С установлением четырех самостоятельных этапов в развитии палеорек Западно-Сибирской равнины и с оконтуриванием областей распространения палеодолин эбаргульского флювиала и их сравнения с картой фактического наличия моренного рельефа нам стало совершенно ясно, что колоссальную работу по размытию ледниковых отложений и по их перетолжению провели эбаргульские речные системы. Только в районах северной части Тобольского материка в бассейнах Салыма и Бол. Югана по самым скромным подсчетам они размыли значительную часть ледниковых отложений на площади 99 000 км².

Для полного доказательства высказанных положений мы обратились к детальному изучению литологического состава русловых фаций эбаргульского аллювия. В разрезах правого берега Иртыша, обнажающихся в окрестностях поселков Сотник и Семейки, мы впервые обнаружили в его составе линзовидные прослои белых каолинизированных песков атлымской свиты среднего олигоцена, залегающие под горизонтами бурых углей, обнаруженных на правом берегу Оби в районе с. Бол. Атлым, в 450 км по прямой от пос. Семейки. Мы провели дальнейшие тщательные исследования и установили в разрезах Нижнего Прииртышья массовое скопление больших, средних и малых отторженцев атлымской свиты в ледниковых отложениях самаровского оледенения, частично сохранившихся в период зарождения и развития эбаргульских речных систем. Отдельные отторженцы достигали весьма больших размеров и содержали в составе до четырех прослоев бурого угля. Образцы бурого угля и вмещающих отложений из отторженцев и их естественных обских разрезов были проанализированы палинологом К. А. Меркуловой. Полученные пыльцевые комплексы подтвердили выводы полевых наблюдений. В последующие годы отторженцы пород атлымской свиты в иртышских разрезах изучались Ф. А. Каплянской и В. Д. Тариоградским [1974], а также В. А. Мартыновым, Б. В. Мизеровым, Е. В. Шанцером и С. Б. Шацким [1976]. Наши выводы о ледниковой природе отторженцев они подтвердили детальным анализом новых данных.

На различных этапах экзарационная деятельность уральского ледника проявилась в разное до южной границы его распространения многочисленных отторженцев в следующей последовательности: меловые, палеоценовые, эоценовые, олигоценовые морские и олигоценовые континентальные. В полосе его южной границы распространены в основном отторженцы континентальных отложений среднего олигоцена. В результате их последующего размыва русловый аллювий эбаргульских палеорек приобрел характерные литологические особенности, о которых мы говорили выше. В северных районах Обь-Иртышского междуречья, непосредственно тяготеющих к левобережной зоне Сургутского Приобья, ледниковые отторженцы представлены более древними морскими отложе-

ниями палеогена. Вследствие этого в литологическом составе эбаргульского аллювия были зафиксированы соответствующие изменения. Во многих случаях он обогатился опоковидным материалом за счет размыва палеогеновых отторженцев.

Изложенные фактические данные свидетельствуют о том, что большая площадная эрозионно-аккумулятивная деятельность эбаргульских палеорек в районах Тобольского Прииртышья не может вызывать особых сомнений. Она завершила историю развития сложной системы палеорек Западно-Сибирской равнины и сформировала геоморфологическую формуацию древних аллювиальных равнин.

Прежде чем перейти к оценке роли геологического субстрата в предыстории пространственного расположения геоморфологической формации древних аллювиальных равнин, следует сказать несколько слов об определении основной водной артерии Западной Сибири.

Рассматривая географическую карту Западно-Сибирской равнины, многие задают себе вопрос: почему Иртыш считается притоком Оби, а не наоборот? И верно, почему? Нам хорошо известно, что общая длина Иртыша от истоков до устья составляет 4450 км, тогда как длина Оби от слияния Бии и Катунь до места впадения в нее Иртыша равна лишь 2520 км. Если даже считать долину Оби от истоков Катунь, то она составляет 3183 км. К тому же и бассейн Иртыша больше, чем бассейн Оби. Иртыш или Обь? Этот вопрос еще в дореволюционное время был предметом острых и длительных дискуссий. Сторонники первой гипотезы говорили о том, что он от Тобольска течет на север в одном направлении, а Обь подходит к нему сбоку, как правый приток. Противники же указывали на то, что в месте слияния двух больших сибирских рек Обь значительно многоводнее Иртыша. Последний довод и решил длительный спор в пользу Оби. Большая условность этого подхода в наши дни вполне очевидна. Не случайно часто сами гидрологи, взявшие за основу выделения главной реки фактор многоводности, отходят от своих исходных позиций. Так, например, они твердо считают, что Ангара является правым притоком Енисея, хотя водность ее в месте слияния больше водности Енисея.

В наши дни к поставленному вопросу необходимо вернуться из очень многих соображений, и в первую очередь потому, что на большей части территории нашей планеты зарождение и развитие главнейших рек было предопределено характером проявления тектонических движений. Многолетние исследования в области познания истории развития рельефа Западно-Сибирской равнины дали нам возможность [Николаев, 1963] сделать вывод о том, что Иртыш намного древнее Оби. Долина притока Иртыша на очень значительном протяжении в общем плане повторяет расположение современной реки. Зарождение Иртыша на всем протяжении от истоков до его древнего устья, ныне затопленного водами Карского моря, произошло не менее 3 млн лет тому назад. За это время он пережил несколько этапов последовательного развития, о которых мы писали выше, а современный унаследованный Иртыш ведет свое летоисчисление с начала верхнего плейстоцена.

Основываясь на палеогеографических данных, мы считаем, что Обь является притоком Иртыша. Исходя из этого можно говорить о том, что общая длина Иртыша от истоков до Карского моря достигает 6400 км, превосходит протяженность Амазонки на 130 км и короче Нила всего лишь на 90 км.

Из анализа серии тектонических, палеогеографических и геофизических карт [Шатский, 1954; Проводников, 1975; и др.] ясно, что геоморфологическая формация древних аллювиальных равнин и закономерно приуроченные к ней террасовые равнины современной долины Иртыша на всем протяжении от г. Семипалатинска до устья территориально подчинены погребенной структурой зоне варийской складчатости. На юге

от Обь-Зайсанской зоны отходит иртышская ветвь общего северо-западного простирания, которая в районе Тобольска причленяется к меридионально вытянутой системе погребенных структур Урала. В пределах всей указанной зоны наблюдаются максимальное погружение палеозойского фундамента, устойчивое развитие морских фаций мезозоя, палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена и развитие значительных отрицательных структур на неотектоническом этапе. Таким образом, долина Иртыша и указанная структурная зона это не только ведущий элемент общей орографии Западно-Сибирской равнины, но и ее важнейший ориентир в направленном развитии палеогеографических явлений.

Следует кратко остановиться и на рассмотрении существующих воззрений на вопросы стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины с позиций признания и дальнейшего развития нашей концепции об унаследованном развитии мощной системы палеорек и современных речных систем. Весьма убедительные новые данные о присутствии ледниковых отторженцев континентального олигоцена в районах нижнего течения Иртыша утверждают основные положения сторонников ледниковой теории. Они находятся за пределами южной границы максимального распространения морского бассейна, который реставрируют различные представители западно-сибирского антигляциализма — маринизма, и не в состоянии объяснить природу отторжения путем их развоза плавающими льдинами.

Концепция палеорек подтверждает высказывания Р. С. Ильина [1936], В. А. Обручева [1930], В. Н. Сакса [1953] и Я. С. Эдельштейна [1936] о том, что речной сток в эпоху самаровского оледенения испытывал определенные затруднения, но никогда не прекращался и в основном осуществлялся между неполно смыкающимися ледниками. Возможно также, что в короткие периоды он проходил и по поверхности ледникового покрова. Приведенные фактические материалы о строении естественных разрезов Среднего Приобья и Нижнего Прииртышья позволяют говорить о том, что формирование озерных осадков Самаровского подпрудного бассейна наблюдалось только в пределах долин тобольских палеорек. При этом процессы аккумуляции шли не в обширном «озере-море», как думают некоторые геологи, а в сложной серии взаимосвязанных озерных водоемов. Их пространственное расположение было ограничено районами широтного отрезка Оби и нижнего течения Иртыша.

Рельеф и историю формирования современной речной сети в позднем плейстоцене мы опишем ниже в специальной главе.

СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

За последние годы опубликованы многочисленные представления о тектоническом строении платформенного чехла Западно-Сибирской равнины. К большому сожалению, известные нам схемы не едины даже в представлении общего плана положительных и отрицательных структур первого порядка. Подавляющее большинство исследователей при решении поставленного вопроса использовали главным образом материалы аэромагнитной съемки. В результате применения различных приемов расчета глубины залегания и способов проведения изогипс рельефа магнитных образований они пришли во многих случаях к противоречивым выводам. Учитывая это обстоятельство, в основу своих обобщений мы положили итоговые результаты комплексных исследований. К числу последних следует отнести гипсометрическую, геоморфологическую и геологическую карты, карту новейшей тектоники, карту четвертичных отложений, серию палеогеографических схем, карту рельефа доюрских

образований, схему структурных элементов фундамента и схематическую карту его вещественного состава*.

Согласно новейшим данным мезо-кайнозойские движения на территории равнины последовательно формируют глубокие впадины и разделяющие их системы поднятий. Основы крупного плана ее мезо-кайнозойской тектоники находят большей частью свое прямое отражение в морфологии равнины и в общей направленности развития ее гидрографической сети. На схеме (рис. 4) мы показали наиболее значительные положительные и отрицательные структуры первого и, частично, второго порядка, которые составляют основу тектонического плана Западно-Сибирской равнины. К числу ведущих положительных структур следует отнести Щучинский, Туринский, Северо-Казахстанский, Обской, Енисейский, Игарский и Таймырский выступы, Ямальский, Хадутинский, Пуровский, Верхнетазовский, Аганский, Верхнеказымский, Северо-Сосьвинский и Демьянский своды, региональные зоны Обь-Енисейских и Обь-Иртышских (Васюганских) поднятий. В числе отрицательных структур первого порядка должны быть отмечены Обь-Тазовская, Надымская, Усть-Енисейская, Ляпинская, Ханты-Мансийская, Юганская, Кетская, Чулымо-Енисейская (Тегульдетская), Иртышская (Омская), Тургайская, Кулундинская и Бийско-Барнаульская впадины. Перечисленные структуры выделены по комплексу геолого-геоморфологических и геофизических данных и находят свое прямое отражение на картах.

Положительные структуры

Щучинский выступ. По новейшим данным, Щучинский выступ представляет собой северное окончание Полярного Урала, погребенного под толщей осадочного чехла равнины [Наливкин, 1959а, б; Рудкевич, 1960]. По материалам бурения, проведенного в Салехардском районе, на фоне юго-восточного погружения палеозойских структур выступа происходит довольно быстрое нарастание мощности меловых и палеогеновых отложений. В пределах центральной части выступа значительная часть мезо-кайнозойского покрова срезана четвертичной эрозией. Вследствие этого в бассейне верхнего течения р. Щучья девонские отложения в целом ряде пунктов выходят непосредственно на дневную поверхность [Дедеев, 1958]. По данным Ф. Л. Алявдина [1959] и М. Я. Рудкевича [1960], новейшие и современные движения захватили не только территорию Щучинского выступа, но и ближайшие к нему положительные структуры Северо-Сосьвинского свода. Об этом говорят находки морских образований антропогена на вершине возвышенности Мужинского Урала.

Туринский выступ расположен в пределах восточного склона Урала и отчетливо зафиксирован на всех геологических картах по коренным выходам палеозойских и палеогеновых отложений, далеко вдающихся в сторону Западно-Сибирской равнины. По всей вероятности, он отражает в себе элементы широтного поднятия варийских структур Урала, впервые выделенного Н. С. Шатским [1945] под наименованием Волго-Уральского свода и описанного В. Д. Наливкиным [1959а, б]. Положительные структуры этого свода имели очень длительную историю развития и оказали большое влияние не только на тектоническую природу древней платформы и варийской геосинклинали, но и на условия формирования чехла Западно-Сибирской равнины. В районах Туринского выступа мы всюду наблюдаем сокращенный разрез мезозойских и кайнозойских осадков. На его территории их общая мощность не превышает 1000—1200 м. Как правило, здесь из разреза выпадают отложения

* Карты и схемы были составлены В. А. Николаевым и Л. Я. Проводниковым в процессе совместного обобщения геологических и геофизических материалов.

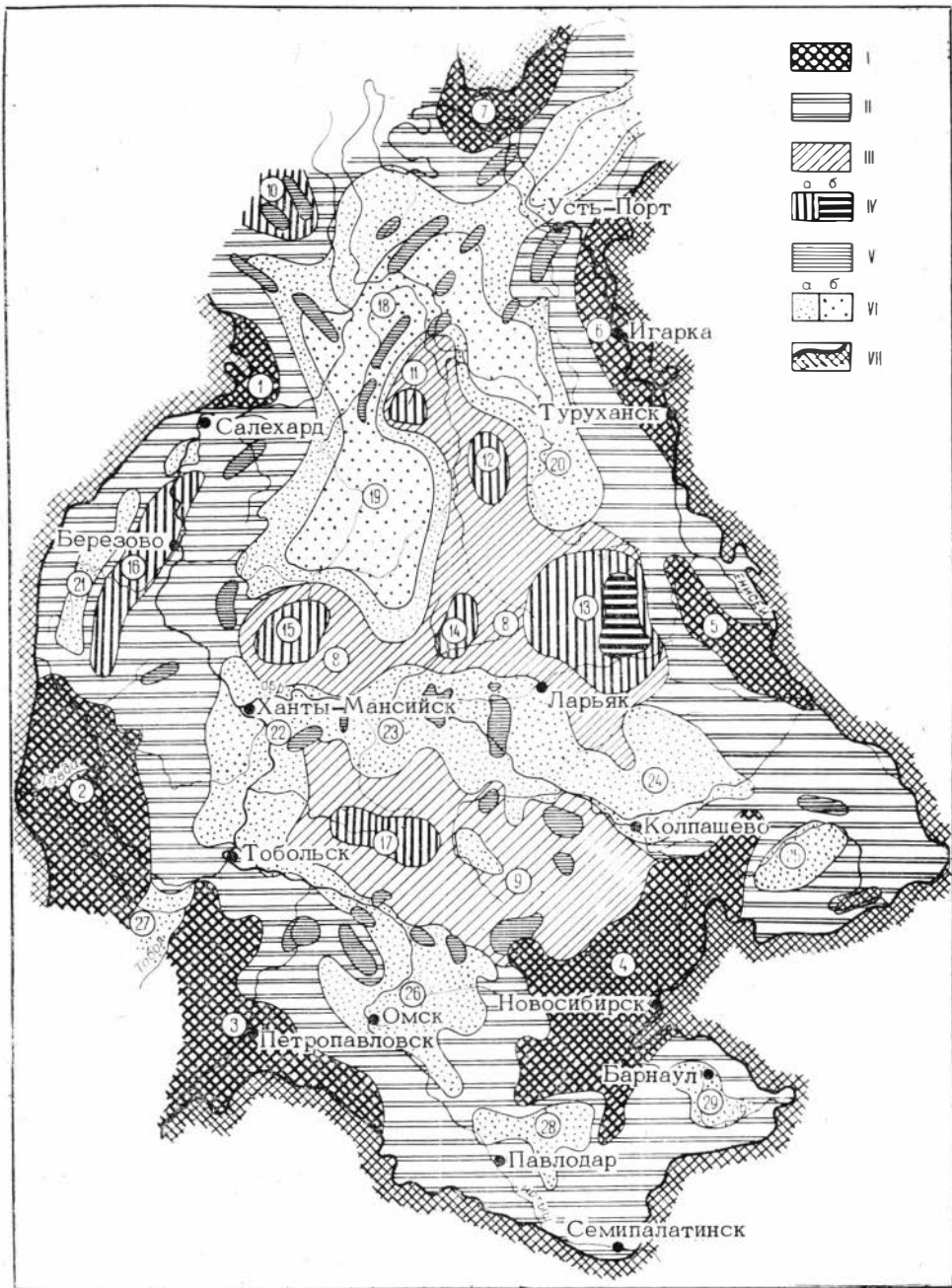


Рис. 4. Схема структур платформенного чехла Западно-Сибирской равнины. Составили В. А. Николаев и Л. Я. Проводников.

I — выступы; II — склоны; III — зоны региональных поднятий; IV — свод (а) и его наиболее приподнятые части (б); V — наиболее значительные валы и локальные поднятия; VI — впадины (а) и наиболее углубленные их части (б); VII — обрамление обнаженных палеозойских и более древних пород.

1—7 — выступы: 1 — Шучинский, 2 — Туринский, 3 — Северо-Казахстанский, 4 — Обской, 5 — Енисейский, 6 — Игарский, 7 — Таймырский, 8, 9 — зоны региональных поднятий: 8 — Обь-Енисейская, 9 — Обь-Иртышская (Васюганская); 10—17 — своды: 10 — Ямальский, 11 — Хадутинский, 12 — Пуровский, 13 — Верхнетазовский, 14 — Аганский, 15 — Верхнеказымский, 16 — Северо-Сосьвинский, 17 — Демьянский, 18—29 — впадины: 18 — Обь-Тазовская, 19 — Надьмынская, 20 — Усть-Енисейская, 21 — Ляпинская, 22 — Ханты-Мансийская, 23 — Юганская, 24 — Кетская, 25 — Чулымо-Енисейская, 26 — Иртышская (Омская), 27 — Тургайская, 28 — Кулундинская, 29 — Бийско-Барнаульская.

юры и валанжина. В составе меловых образований преобладают прибрежно-морские фации. Восточная граница Туринского выступа, проведенная по изогипсе 1500 м, охватывает бассейны верхнего течения Туры и Тавды. Максимальная длина выступа не превышает 750 км, а ширина — 150 км.

Северо-Казахстанский выступ. Положительная структура, расположенная на продолжении северо-казахстанского палеозойского массива, впервые была выделена и охарактеризована Н. П. Туаевым [1941] под названием «Северо-Казахстанского вала». В 1945 г. положительные структуры выступа и вещественный состав его палеозойских образований по геофизическим данным описали А. А. Борисов и Г. И. Кругликова. В последнее время Н. Н. Ростовцев дал этой положительной структуре новое название, в одном случае, как Вагай-Ишимская антеклиза, а в другом — под наименованием Вагай-Ишимского поднятия. В работе «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности» [1958] она кратко охарактеризована под именем Казахстанского выступа. В статье В. Д. Наливкина [1959] северное погружение палеозойских сооружений Казахстана описано под названием Вагай-Ишимского выступа. С нашей точки зрения необходимо сохранить первое наименование, так как оно подчеркивает определенную связь описываемой структуры со структурами обнаженного палеозойского массива Казахской складчатой страны.

По геофизическим материалам и данным бурения, Северо-Казахстанский выступ имеет общее погружение в северном направлении и от обнаженного палеозоя прослеживается на расстоянии 400—450 км. На общем фоне нисходящих движений, сформировавших впадину Западно-Сибирской равнины в целом, наиболее интенсивные положительные движения в области Северо-Казахстанского выступа в основном проходили в нижне- и среднеюрское время. На значительной его части осадки указанного возраста отсутствуют. В эпоху верхнеюрской морской трансгрессии на территории многих районов Северо-Казахстанского выступа господствовал морской режим. В ходе дальнейшей геологической эволюции явления относительно преобладающих поднятий в пределах описываемого выступа последовательно компенсируются «все возрастающими значениями движений отрицательного знака, и к началу третичного периода вся территория Северо-Казахстанского выступа целиком вовлекается в область единого южного прогиба. Это явление нашло свое отражение не только в мощности и литологическом составе третичных отложений, но и в характере погружения поверхности фундамента. Угол его погружения в районах юго-западной части Омской области составляет в среднем около 20 м/км.

Обской выступ. Под различными наименованиями (Обское поднятие, Обской выступ и др.) эта важнейшая положительная структура Западно-Сибирской равнины кратко описана в целом ряде работ [Борисов, 1944; Шатский, 1951; и др.]. По представлениям всех исследователей, Обской выступ — крупнейший антиклинальный перегиб между системой юго-восточных и южных впадин равнины. В пределах Новосибирского Приобья выступ имеет очень сложное тектоническое строение. Здесь наблюдается сопряжение Обь-Забайкальской геосинклинали с положительными структурами Салаирской эпикаледонской платформы [Сперанский, 1933; Матвеевская, 1960]. Интерференция волновых и складчатых движений оказала существенное влияние не только на характер строения варийских структур и фациальный состав слагающих их туфогенных и флишoidных формаций, но и отразилась в тектонике мезозойских и кайнозойских отложений и в особенностях изменения палеогеографической обстановки. Поступное влияние дифференцированных движений платформы и геосинклинали значительно осложнило нормальный ход процессов мезозойской и кайнозойской аккумуляции, вследствие чего в раз-

личных зонах погружения Обского выступа мы часто наблюдаем существенные различия в фаціальном составе разновозрастных осадков. В современном рельефе и в характере проявления эрозионно-аккумулятивной деятельности р. Оби нашло прямое отражение северо-западное простирание ведущих структур эпикаледонской платформы.

По геофизическим данным, граница относительно неглубокого залегания палеозойского фундамента в пределах Обского выступа в основном повторяет собой конфигурацию палеозойского обрамления. Лишь в трех направлениях, в соответствии с господствующими простиранями Томь-Колыванской зоны и Салаирских структур, в глубь равнины отходят три дополнительных поднятия. Первое погружается в юго-западном направлении и уходит в районы Кулундинской степи. Далее на его продолжении расположен Бурлинский вал. В северо-восточном направлении прослеживается Асинское поднятие, идущее от г. Томска к с. Асино на р. Чулым. К югу от него в разрезе покровных отложений равнины полностью отсутствуют морские фации. Третье (Жаргатское) поднятие подчеркивает господствующие простираня Салаирских структур и прослеживается в глубь Обь-Иртышского водораздела на расстоянии 250 км от г. Новосибирска. Судя по данным бурения Пудинской опорной скважины, положительные движения в области его развития проходили более интенсивно в кайнозойское время. Об этом свидетельствует малая мощность третичных образований. В целом глубина зоны погружения указанных поднятий может быть проведена по изогипсе 100—1200 м.

Енисейский выступ. Под этим наименованием мы выделяем область подземного погружения положительных структур Енисейского кряжа в северо-западные районы Западно-Сибирской равнины. По геофизическим данным А. М. Загороднова [1960], в пределах этой положительной структуры, так же как и в районах обнаженной части Енисейского кряжа, магнитное поле характеризуется «большой насыщенностью разнообразными по интенсивности и форме локальными положительными аномалиями». С юга на север Енисейский выступ прослеживается от левобережья р. Сым до бассейна р. Пакулиха, а с запада на восток — от правобережья р. Елогуя до обнаженных структур Енисейского кряжа. К северу от бассейна р. Пакулиха в строении магнитного поля наблюдаются коренные изменения. Здесь исчезают локальные аномалии, и графики магнитного поля приобретают весьма плавные очертания. По данным А. М. Загороднова, далее к северу «располагается крупная впадина, выполненная, по всей вероятности, мощной толщей осадков палеозойского возраста, почти нигде не прорванных интрузиями. Эта впадина представляет, видимо, единое целое с Фатьянской депрессией, расположенной в пределах Сибирской платформы, и характеризуется наиболее полным разрезом палеозойских образований близ долины р. Енисея». В описанных границах Енисейский выступ может быть околонтурен по изогипсе 1000 м.

Все вышеотмеченные структуры, выявленные в результате геофизических исследований, находят свое прямое отражение в современном рельефе левобережной зоны среднего Енисея. История развития Енисейского выступа на протяжении всего мезозоя и кайнозоя нам полностью еще не известна. Однако, принимая во внимание ряд косвенных соображений, можно утверждать, что в его пределах на протяжении мезозойского времени на фоне общего погружения равнины устойчиво проявлялись положительные движения. Этот вывод вытекает из данных сравнения разреза мезозойских отложений, развитых в низовьях Енисея, с разрезом разновозрастных образований юго-восточной части равнины. В первом случае в их составе преобладают морские и прибрежно-морские фации, а во втором — только континентальные образования. Не менее показательны также данные буровых работ, проведенных в бассейнах Ваха, Елогуя, Тыма и Сыма, показывающие уменьшение мощности ме-

зоо́йских отложений при приближении к областям развития положительных структур Енисейского выступа и наличие прибрежно-морских фаций с явным преобладанием в их составе континентальных осадков.

В геологическом строении Енисейского выступа принимают участие нижнемеловые и верхнемеловые отложения, которые на его территории в ряде случаев выходят непосредственно на дневную поверхность в левобережных разрезах Енисея и в естественных обнажениях в бассейне р. Дубчес. В течение всего третичного периода область Енисейского выступа испытала колебательные движения с ведущим значением движений положительного знака. Этот вывод вытекает из анализа литологического состава третичных отложений, участками сохранившихся. Положительные движения в пределах Енисейского выступа проходили и на протяжении четвертичного периода, преграждая путь к широкому распространению ледниковых образований в более южные районы Западно-Сибирской равнины.

В орографическом отношении территория Енисейского выступа представляет собой значительную возвышенность, получившую от местных охотников очень меткое наименование «лобовой материк». В районах лобового материка развит крупнохолмисто-грядовый рельеф с повышенным коэффициентом общей расчлененности. Глубина эрозионного вреза достигает 80 м. Узкие крупносклонные долины приобретают здесь каньонообразную форму. Первичные формы водно-ледниковой аккумуляции в пределах лобового материка очень сильно переработаны современной речной системой в период ее зарождения и развития. В отличие от этого территория Присисейской депрессии, к которой приурочена современная долина Енисея, может быть смело отнесена к категории плоских слаборасчлененных равнин, незначительно приподнятых над уровнем моря (в среднем на 50—55 м). Поверхность присисейских равнин изобилует наличием многочисленных озер и болот.

Северо-Сосьвинский свод. В пределах погруженного склона Северного Урала выделяется область относительно неглубокого залегания поверхности складчатого фундамента — Северо-Сосьвинский свод, который оконтуривается изогипсами от 1000 до 1500 м. На западе он ограничен Ляпинской впадиной, идущей вдоль обнаженного обрамления палеозойских пород. В пределах свода наблюдаются Мужинское поднятие, локальное поднятие района с. Березово и другие, вытянутые преимущественно в северо-восточном направлении в соответствии с господствующими простираниями погребенных структур палеозойского фундамента. В северной части свода глубина залегания фундамента не превышает 500—1000 м, что подтверждается рядом буровых скважин. Расположенное здесь Мужинское поднятие, оконтуренное по изогипсе 750 м, охватывает орографически выраженный Мужинский Урал. Южной части свода складчатые образования фундамента залегают на глубине порядка 1200—1500 м. Длина Северо-Сосьвинского свода около 600 км, ширина до 120—160 км. Максимальное превышение свода относительно Ляпинской впадины колеблется в пределах 500—700 м. Превышение же свода по его восточному склону составляет 1500—1700 м относительно Ханты-Мансийской впадины и до 2000 м и более для районов Надымской.

В северных районах свода из разреза выпадают юрские осадки, которые появляются лишь в сокращенном объеме при погружении его структур в области Ханты-Мансийской впадины. В пределах соседней Ляпинской впадины они широко распространены и имеют значительную мощность. В геологическом строении покровных образований территория Северо-Сосьвинского свода характеризуется площадным распространением морских образований палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена. В районах развития отрицательных структур второго порядка и в зонах начального погружения они перекрыты серией континентальных отложений среднего и отчасти верхнего олигоцена. Следует указать на на-

личие ледниковых отложений эпохи максимального оледенения в составе четвертичных образований свода. Все более древние и более молодые осадки четвертичной системы на его территории распространены не широко и присутствуют только в погребенных долинах и в зонах развития водно-ледниковых образований постмаксимального оледенения. В морфологическом отношении положительные структуры Северо-Сосьвинского свода хорошо выражены наличием приподнятых возвышенностей. Среди последних следует отметить Мужинский Урал и возвышенность Люлин-Вор, высота которой достигает 300 м над ур. м.

Верхнеказымский свод расположен в бассейнах верхнего течения рек Назым, Лямин и в зоне левобережных притоков р. Казым [Николаев, Проводников, 1961]. По изогипсе 2800 м он несколько удлинен в широтном направлении и его размеры составляют 120 × 200 км. Превышение свода относительно окружающих составляет до 1000—1200 м для Ханты-Мансийской впадины и до 2000—2200 м, а возможно несколько более, для Надымской. В геоморфологическом отношении район Верхнеказымского свода представляет собой довольно сильно расчлененную платообразную равнину, приподнятую над уровнем моря на высоту 150—230 м. По сравнению с предельно равнинным рельефом соседних впадин, поверхность которых приподнята всего лишь на 56—75 м, характерные черты его морфологии отчетливо подчеркивают область молодых положительных движений, унаследованно развивающихся на протяжении длительного времени. В геологическом строении Верхнеказымского свода принимают участие морские и континентальные образования нижнего, среднего и верхнего олигоцена.

Верхнетазовский свод охватывает водораздельные участки рек Вах, Тым и Пур. Его эпицентральной часть ограничена изогипсой 1500—2000 м и протягивается в северном направлении от верховий Елогуя до устья Ратты (левого притока р. Таз). Общая длина этой части свода 200 км, ширина в северной половине 60 км, южной — до 100 км [Николаев, Проводников, 1960]. Свод расположен на фоне общего обмена доюрского фундамента с запада на восток. На севере, западе и юге он ограничен впадинами.

В геологическом строении Верхнетазовского свода принимают участие континентальные свиты верхнего мела и нижнего палеогена. Характер распространения и состав более молодых ледниковых и водно-ледниковых осадков северо-восточной части Западно-Сибирской равнины говорит о том, что положительные структуры Верхнетазовского свода сыграли существенную роль в истории развития максимального оледенения, так как они препятствовали нормальному продвижению ледникового покрова в более южные районы равнины. Только по этой причине в бассейне верхнего течения р. Вах мы наблюдаем островное распространение моренных отложений, весьма незначительной мощности. В более западных районах равнины за пределами развития положительных структур Верхнетазовского свода граница площадного распространения ледниковых осадков максимального оледенения проходит южнее.

Демьянский свод. На основании геоморфологических, геологических и геофизических данных под именем Демьянского свода мы выделяем крупную положительную структуру, расположенную в центральной части Западно-Сибирской равнины и окруженную почти со всех сторон впадинами, к территории которых приурочены современные долины Оби и Иртыша [Николаев, Проводников, 1960]. Палеозойский фундамент в пределах Демьянского свода еще очень слабо изучен. На основании обстоятельного анализа геофизических материалов установлено овалообразное поднятие фундамента, вытянутого в широтном направлении. Наиболее отчетливо Демьянский свод оконтуривается по изогипсе 2500 м, в его состав входит вся область верхнего течения Демьянки. Общая его длина в указанных границах достигает 240 км, максимальная шири-

на — 70—100 км. Таким образом, по своим размерам он сопоставим с платформенными структурами первого порядка Волго-Уральской области типа Жигулевско-Пугачевского свода. По поверхности складчатого фундамента амплитуда свода относительно окружающих впадин колеблется в пределах 500—800 м. Несколько больших значений она достигает в области его северо-западного и северо-восточного погружений (бассейн р. Бол. Юган).

В геологическом строении Демьянского свода принимают участие континентальные осадки среднего олигоцена (абросимовская свита). Выше д. Камельяги они обнажены в естественных разрезах водораздельного плато и речных террас как по правому, так и по левому берегу Демьянки. По его периферии широко распространены осадки верхнего олигоцена (бещеульская свита). Области сопряжения Демьянского свода с окружающими его впадинами характеризуются значительным погружением третичных образований и повсеместным развитием мощной толщи четвертичных отложений.

Не менее отчетливо Демьянский свод выражен и в геоморфологическом строении западной части Обь-Иртышского водораздела, который представляет собой платообразную возвышенность, расчлененную речными долинами. В пределах окружающих впадин широко развиты террасовые равнины палеорек и современных речных систем.

Отрицательные структуры

Среди отрицательных структур Западно-Сибирской равнины в настоящее время можно выделить три типа. К первому относятся все северные впадины (Обь-Тазовская, Усть-Енисейская и Надымская). История их возникновения неразрывно связана с первыми этапами погружения фундамента равнины в юрское время и охватывает последующие периоды длительного развития впадин на протяжении нижнего и верхнего мела. Ко второму типу принадлежат впадины центральной части равнины (Ханты-Мансийская, Юганская, Иртышская, Кетская и Чулымо-Енисейская). Их формирование в основном проходило в эпоху нижнего и верхнего мела и в течение палеогенового времени. Отрицательные структуры третьего типа развиты на юге равнины. К их числу мы относим Тургайскую, Кулундинскую и Бийско-Барнаульскую впадины. На территории указанных впадин наиболее интенсивное погружение фундамента наблюдалось в третичное время.

Четвертичный этап развития впадин Западно-Сибирской равнины по сравнению с ходом их геологической эволюции на протяжении всего предшествующего времени характеризуется проявлением диаметрально противоположных процессов. Если в мезозойское время и в третичную эпоху области последовательного погружения палеозойского фундамента постепенно перемещались с севера на юг, то на протяжении всей четвертичной системы, за исключением районов Полярного Урала, Таймыра и Путорана, повсеместно проявлялись движения обратного знака. При этом они проходили в обратной последовательности относительно предшествующих эпох и характеризовались большей интенсивностью. На всей территории юга равнины, за исключением районов Кулундинского Приобья, четвертичные отложения имеют небольшую мощность и обычно представлены толщей покровных суглинков различного механического состава. Более древние четвертичные осадки здесь развиты только в пределах системы палеорек и современных речных артерий. В центральной части Западно-Сибирской равнины мощность аллювиальных отложений древних долин 100—120 м. В области северных впадин четвертичные отложения достигают максимальной мощности (до 200 м). В отличие от центральных и южных районов равнины в северных разрезах

широко обнажены ледниковые, водно-ледниковые и озерно-аллювиальные отложения и осадки бореальной трансгрессии.

Кроме отмеченной основной закономерности в развитии впадин, вытекающей из анализа их геологического строения, не менее интересна и другая важнейшая особенность формирования. Она заключается в том, что по направлению с востока на запад от Енисея к Уралу в составе мезозойских и кайнозойских отложений происходит постепенная смена континентальных фаций на морские. Наиболее хорошо это явление можно проследить при сопоставлении разрезов мезозойских и кайнозойских отложений центральной части равнины. В этом же направлении последовательно возрастает и общая глубина погружения впадин.

В целях обоснования высказанных положений мы приведем ниже краткое описание главнейших впадин и отметим основные черты их геологического строения. При этом воздержимся от характеристики северных впадин, так как их выделение основано в большей части на анализе геофизических данных, за исключением Усть-Енисейской впадины.

Усть-Енисейская впадина. В ее строении, так же как и в строении всех северных впадин, существенную роль играют юрские отложения, область развития которых отмечает первые этапы мезозойских трансгрессий. Этот вывод вытекает из рассмотрения имеющихся материалов по геологии Усть-Енисейского района и данных палеогеографических реставраций. Так, в Усть-Енисейском районе общая мощность юрских образований превышает 1500 м. В их состав в основном входят морские и прибрежно-морские осадки нижней, средней и верхней юры. На большей части территории более южной Ханты-Мансийской впадины общая мощность юры колеблется в пределах 400—600 м. При этом основная часть стратиграфического разреза здесь представлена отложениями верхней юры. В Усть-Енисейском районе осадки всех трех отделов юрской системы имеют вполне сопоставимую мощность. Таким образом, можно уверенно утверждать, что все северные впадины интенсивно прогибались в юре. Способность интенсивного прогибания они устойчиво сохраняют и на протяжении всего нижнего мела, так как, судя по данным Усть-Енисейского района, в менее благоприятных условиях за это время сформировалась значительная толща осадков (до 2040 м). Лишь к началу палеогена на территории северных впадин тектонические движения меняют свой знак. Согласно последним данным, морские и континентальные отложения палеогена на севере равнины имеют относительно незначительную мощность.

В центральной части Западно-Сибирской равнины, в пределах широтного отрезка Оби и в районах низовья Иртыша, расположена система депрессионных структур, отчетливо выраженная не только в современном рельефе, но и в морфологических особенностях поверхности погребенного фундамента. К этой системе приурочены Ханты-Мансийская, Юганская, Кетская и Тегульдетская (Чулымо-Енисейская) впадины.

В настоящее время наличие крупнейшей Ханты-Мансийской впадины в области слияния Оби и Иртыша полностью подтверждено не только данными расчетов аэромагнитной съемки, но и материалами сейсмических и буровых работ. Эти работы одновременно подтвердили также и наличие Юганской впадины (район устья р. Юган), на территории которой глубина залегания фундамента колеблется в пределах 3000—3500 м. За исключением континентальных осадков средней юры незначительной мощности, весь разрез Ханты-Мансийской и Юганской впадин представлен в основном морскими фациями. Лишь только с начала среднего олигоцена здесь вновь начинают формироваться континентальные образования. Непрерывность разреза мезозойских и значительной части третичных осадков явно свидетельствует о длительности периода общего прогибания впадины. Наиболее интенсивно эти явления проходили в меловое время и в период накопления осадков морского палеогена.

на. Мощность меловых отложений в сводном разрезе мезозойских и третичных отложений Ханты-Мансийской и Юганской впадин достигает 2200 м. Относительно значительна и мощность морского палеогена. По данным опорного и разведочного бурения, в центральных районах впадин она колеблется в пределах 600—650 м. Ни в одном другом районе Западно-Сибирской равнины мы не знаем более полного разреза морского палеогена. Даже на юге равнины, где эти образования весьма широко развиты, их общая мощность не превышает 150 м. Несомненно, что и в эту эпоху палеогена палеозойский фундамент Ханты-Мансийской и Юганской впадин испытывал общее погружение.

В пределах восточной части системы Среднеобских депрессионных структур расположена **Кетская впадина**. В основном она обнимает районы правобережной зоны Нарымского и Колпашевского Приобья, в пределах которых глубина залегания фундамента равнины равна 3000—3500 м. В центральной части Кетской впадины расположена система валообразных поднятий. От северо-западных районов она отделена положительными структурами Верхнетазовского свода. Положительные структуры и внутренняя система валообразных поднятий Кетской впадины служили преградой к свободному проникновению мезозойских и третичных трансгрессий в районы юго-восточной части равнины. В решении этого очень важного палеогеографического вопроса мы полностью разделяем и подтверждаем ранее высказанные положения М. К. Коровина [1945] и опровергаем более поздние критические высказывания Н. И. Ростовцева [1956а, б]. За этим сложным барьером почти устанавливается широкое развитие континентальных фаций юры и мела в широкой полосе припалеозойского обрамления Чулымо-Енисейской (Тегульдетской) впадины. Разрез мезозойских и кайнозойских отложений Кетской и северо-западных районов Чулымо-Енисейской впадин характеризуется развитием фаций переменного режима. Более устойчивый морской режим на их территории в отмеченных границах существовал только в верхней юре и в нижнем мелу (валанжин).

В бассейне среднего течения Иртыша между погребенными структурами Северо-Казахстанского выступа и зоной Обь-Иртышских поднятий расположена Иртышская впадина. Впервые под этим названием она была выделена Н. П. Туаевым [1941], а позднее — Н. С. Шатским [1951], который присвоил ей наименование «Иртышской синеклизы». Н. Н. Ростовцев описал эту структуру под названием «Омской синеклизы», а в 1958 г. — под именем «Омской впадины». В работе Ф. Г. Гулари [1959] она описана под названием «Омской впадины». Мы считаем, что необходимо сохранить наименование, предложенное Н. П. Туаевым, так как оно отображает в себе область распространения преобладающих отрицательных движений в пределах рассматриваемой структуры. В территориальном отношении пространство ее максимального прогиба обнимает районы Омско-Тарского Прииртышья. По геофизическим данным и материалам бурения, максимальная глубина залегания палеозойского фундамента здесь не превышает 3000—3500 м. История ее формирования во многом повторяет собой этапы геологической эволюции Ханты-Мансийской впадины. Различие заключается лишь в том, что на территории Иртышской впадины устойчивый морской режим сохранился только в периподы развития максимальных мезозойских и третичных трансгрессий. Регрессивные циклы в сводном разрезе ее мезозойских осадков характеризуются наличием континентальных фаций. Наиболее широко они были развиты в готерив-барреме, апте и сеномане. В это время на территории Омско-Тарского Прииртышья, несомненно, проявились более значительные положительные движения, чем в Ханты-Мансийской впадине. В первом случае они отразились в формировании прибрежно-морских и континентальных отложений, а во втором — обусловили только некоторое опреснение морского бассейна.

Данные бурения указывают на то, что в сантоне, кампан-маастрихте и в палеогене Иртышская впадина испытала явления более устойчивых прогибаний. Особенно интенсивно движение отрицательного знака на ее территории проходили во второй половине верхнего мела. Этот вывод обосновывается анализом мощностей соответствующих отложений, развитых как в Ханты-Мансийской, так и в Иртышской впадинах. Общая мощность морских отложений сантон-маастрихта в первой не превышает 130—150 м, а во второй достигает 300 м.

Тургайская впадина. Впервые эта депрессионная структура была описана Э. Зюссом под наименованием Тургайского пролива. Этот термин широко вошел в геологическую литературу и до самого последнего времени не потерял своего значения при анализе палеогеографических вопросов. Долгие годы мы имели очень мало данных о геологическом строении этой впадины. Лишь начиная с 1938 г. в работах Г. Е. Быкова [1938], Б. А. Петрушевского [1951], Н. С. Шатского [1951] и А. Л. Яншина [1953] был заложен прочный фундамент наших современных представлений о ее тектонической природе. В настоящее время результаты геологических исследований, проведенных в северных районах впадины, нашли свое отражение в статьях Е. Н. Петрова [1956а, б, в] и В. Д. Наливкина [1959а, б].

Тургайская впадина — вытянутая депрессионная структура, расположенная между Уральским хребтом и обнаженными и погребенными структурами Казахстанского палеозойского массива. В северной части она широко раскрывается в Ханты-Мансийскую впадину, а на широте оз. Убаган осложнена Кустанайским поперечным перегибом. Осевая зона впадины имеет почти меридиональное простирание с небольшим уклоном к северо-востоку в северной части. Ее общая длина превышает 750 км, а ширина колеблется в пределах 200—250 км. Морфологические особенности Тургайской впадины ярко выражены в современном рельефе, и не случайно к ее центральной части приурочена долина р. Тобол.

Анализ геологического строения Тургайской впадины позволяет говорить о том, что ее развитие в основном проходило в кампан-маастрихте, палеоцене, эоцене и в нижнем олигоцене, когда в эпоху южных морских трансгрессий в области максимального прогиба шли процессы аккумуляции соответствующих осадков. Их общая мощность не превышает 450—500 м. В эпоху континентального неогена колебательные движения имели, по-видимому, переменный режим и не способствовали развитию явлений длительного прогибания структуры. Озерно-аллювиальные отложения неогена в пределах Тургайской впадины не достигают значительной мощности. Она колеблется в основном в пределах 30—50 м. Для сравнения можно напомнить, что в южных районах Западно-Сибирской равнины мощность одновозрастных осадков превышает 100 м. Меловые и третичные отложения Тургайской впадины залегают на складчатых образованиях палеозоя и на менее дислоцированных осадках нижнего мезозоя, приуроченных к грабенообразным структурам типа Кушмуринского бассейна.

Кулундинская впадина отделяет обнаженные структуры северо-восточного Казахстана от коренных выходов складчатого палеозоя Колывань-Томской дуги. Это в рамках широких, ныне устаревших, представлений о физико-географических границах бывшей Кулундинской степи. В настоящее время к ее территории относятся только равнинные районы Обь-Иртышского междуречья, которые граничат на севере с Барабой, а на юге — с предгорными равнинами Алтая. Наиболее глубокая область прогиба доюрского фундамента Кулундинской впадины приурочена к району г. Славгорода. По геофизическим данным, в ее центральной части прогиб залегают на глубине 1000—1200 м. Глубинная геология этой структуры еще не изучена, так как ни одна скважина не

вскрыла весь разрез ее мезозойских и кайнозойских отложений. На основании палеогеографических реконструкций и имеющихся буровых данных можно предполагать, что заложение Кулундинской впадины следует отнести к готерив-баррему. Однако на протяжении всего мела здесь не наблюдались явления интенсивного прогибания доюрского фундамента. Общая мощность осадков нижнего и верхнего мела в районах Кулундинской впадины, по-видимому, в среднем не будет превышать 300—500 м. Возможно, что только в ограниченных участках более глубокого залегания погребенного фундамента она может возрасти до 700 м. Указанная мощность меловых отложений Кулундинской впадины совершенно не сопоставима с мощностью общего разреза разновозрастных образований ранее описанных структур.

К числу наиболее отличительных особенностей в геологическом строении Кулундинской впадины следует отнести широкое развитие в ее районах континентальных образований неогена. Только здесь в это время шло интенсивное накопление глинистых осадков значительной мощности. По последним данным, в разрезе неогеновых образований Кулундинской впадины могут быть выделены два стратиграфических горизонта. К нижнему горизонту относится 60-метровая толща зеленоватосерых глин нижнего миоцена (ишимская свита), а к верхнему — пестроцветные глины верхнего миоцена и нижнего плиоцена (черлакская свита). Максимальная мощность верхнего глинистого горизонта не превышает 65 м. Вся континентальная серия неогена Кулундинской впадины почти повсеместно содержит в себе весьма характерные известково-мергелистые конкреции. Таким образом, по коэффициенту скорости аккумуляционных процессов в эпоху неогена Кулундинская впадина испытала наиболее интенсивные движения отрицательного знака, благодаря чему в общей истории развития всех впадин Западно-Сибирской равнины она занимает особое место.

Бийско-Барнаульская впадина обнимает бассейн верхнего течения Оби. По долине Оби она прослеживается от г. Бийска до г. Камня. По всем своим особенностям она может быть названа впадиной. Ее площадь на значительном протяжении оконтуривается складчатыми сооружениями. С севера и востока она обрамляется палеозойскими структурами Кольвань-Томской дуги и Салаирского кряжа. С юга впадина оконтурена северным выступом горной системы Алтая. В западном направлении Бийско-Барнаульская впадина сливается с равнинными пространствами Кулундинской степи. Они разделены между собой выраженным в рельефе Обь-Иртышским водоразделом, в строении которого принимают участие третичные отложения. Можно предполагать, что в морфологических особенностях этого водораздела проявились некоторые элементы первичной западной границы впадины в виде погребенных структур Каменско-Чарышского вала.

Бийско-Барнаульская впадина как отрицательная структура, впервые выделена М. К. Коровиным [1945, 1954] и Б. Ф. Сперанским [1933, 1947]. В 1940—1941 гг. М. П. Нагорский провел на ее территории геолого-съёмочные работы и описал эту структуру под наименованием «Обь-Чумышской впадины». Этот термин не вошел в геологическую литературу, и во всех последующих работах она описывалась как Бийско-Барнаульская впадина.

В геологическом строении Бийско-Барнаульской впадины принимают участие третичные и четвертичные отложения. В составе третичных образований могут быть выделены палеогеновые и неогеновые континентальные осадки. Мощность первых не превышает 150 м, а вторых — 50 м. По данным буровых работ, проведенных в г. Барнауле, угленосные песчано-глинистые отложения среднего и верхнего олигоцена в центральных районах впадины залегают непосредственно на коре выветривания палеозойского фундамента. Приведенные материалы свиде-

тельствуют о том, что в зону южного регионального прогиба Западно-Сибирской равнины Бийско-Барнаульская впадина была вовлечена только в третичное время и главным образом в эпоху среднего и верхнего олигоцена. В неогеновое время стрела максимального прогиба на юге равнины переместилась в районы Кулундинской впадины. На ее территории разрез неогеновых отложений в 2 раза превышает мощность одновозрастных осадков Бийско-Барнаульской впадины.

В четвертичное время в связи с новой активизацией положительных движений в пределах Горного Алтая в районах Бийско-Барнаульской впадины вновь возникают более интенсивные явления погружения ее палеозойского основания. В течение четвертичного периода здесь формируется 150—160-метровая толща континентальных осадков, в составе которых присутствуют все три отдела. В этом ее коренное отличие от всех впадин южной части Западно-Сибирской равнины.

Особое место в системе отрицательных структур Западно-Сибирской равнины занимает **Ляпинская впадина**. Характерные черты ее геологического строения были в значительной степени предопределены пространственным расположением впадины вблизи обнаженных структур Урала и явлениями ее интенсивного прогибания в верхнеюрское время.

На протяжении многих лет основным критерием для выделения Ляпинской впадины служили данные геоморфологических исследований. Общая морфология впадины была рельефно подчеркнута ее закономерной приуроченностью к районам бассейна р. Ляпин и к верхнему течению Сев. Сосьвы. Долины этих рек занимают весьма значительную геоморфологическую область, расположенную между обнаженными структурами и приподнятыми участками Люлин-Ворской возвышенности и Мужинского Урала. В пределах этих орографических границ ее длина достигает 400 км при ширине 50—60 км. Данные бурения и сейсмических работ [Архангельский, 1953; Лидер, 1960; Наливкин, 1959а, б] наглядно показали, что Ляпинская впадина наиболее интенсивно прогибалась в юрское время. Данные геофизики дают возможность предполагать, что под толщей юрских отложений впадины участками залегают относительно слабо метаморфизованные пермотриасовые образования челябинского типа. Одновременно можно высказать и другое не менее важное предварительное заключение о развитии в цоколе Ляпинской впадины зеленокаменного комплекса эффузивно-осадочных пород среднепалеозойского обрамления. Формирование структур на ее территории шло при непосредственном влиянии постумных движений в области складчатого фундамента. К подобному типу структур можно отнести, например, Ляпинскую впадину. Вторая зона развития платформенных структур равнины охватывает всю ее внутреннюю область. Здесь в создании тектонического плана ведущую роль сыграли эпэрогенические движения. Они проходили в дифференцированном порядке, и по времени их активизации внутренняя зона равнины может быть разделена на три крупные области. К первой относятся все северные впадины Западно-Сибирской равнины, испытавшие явления максимального прогиба в юрское время. В меловое время формировались главнейшие структуры цент-

ральной части равнины. В эпоху неогена явлениями общего прогибания были охвачены ее южные районы. Исключение в этом отношении представляет лишь территория Чулымо-Енисейской впадины, где в юрское время шло накопление довольно мощной толщи угленосных осадков.

НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИКА

С 1931 по 1940 г. мы проводили маршрутные исследования в пределах Западно-Сибирской равнины и на основании анализа геолого-геоморфологических данных получили первые представления о характере проявления на ее территории новейших движений. При их изучении мы обратили серьезное внимание на выяснение главнейших критериев качественной оценки неотектонических движений по сумме отчетливо выраженных показателей, которые были нами установлены в морфологических особенностях и в геологическом строении речных долин и древних водоразделов. По нашим первым представлениям, основу неотектонического плана центральной части Западно-Сибирской равнины определяют крупные пологие эпейрогенические волны широтного и северо-западного простирания. Они определили все весьма характерные особенности ее орографии и гидрографии (рис. 5). Наша схематическая карта современной структуры Западно-Сибирской равнины была опубликована во многих работах и подверглась широкому обсуждению. Одни авторы дали положительную оценку выдвинутым положениям [Жоровин, 1948; Сперанский, 1940; Покрасс, 1952; и др.] и использовали их при составлении геологических карт [Сперанский, 1948], другие резко критиковали наши воззрения по рассматриваемому вопросу [Сакс, 1946; Петрушевский, 1955; и др.]. При критическом анализе нашей схемы новейших структур Западно-Сибирской равнины основное внимание они уделили тому, что на ее территории неотектонические движения должны иметь меридиональную ориентировку согласно с господствующими простираниями обнаженных и погребенных структур Урала и Пуровского хребта, установленного В. Н. Саксом [1945], фактическое наличие которого в последующие годы не подтвердилось.

При продолжении дальнейших исследований мы усовершенствовали свои представления о характере проявления новейших движений на территории Западно-Сибирской равнины (рис. 6) и даже осуществили попытку выявления суммарных деформаций дочетвертичной поверхности за неоген-четвертичное время (рис. 7). Последние материалы нашли свое отражение в форме авторского макета на первой карте новейшей тектоники нашей страны, изданной в 1960 г. под редакцией Н. И. Николаева и С. С. Шульца. Без особых изменений они были использованы также при составлении второй карты новейшей тектоники СССР, изданной под редакцией Н. И. Николаева, в 1979 г. В 1981 г. была опубликована карта новейшей тектоники нефтегазонасных областей Сибири под редакцией Н. А. Флоренсова и И. П. Варламова с объяснительной запиской к ней. До этого была проведена большая работа и по составлению и изданию карты новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины под редакцией И. П. Варламова [1969]. В составлении этих карт участвовал очень большой коллектив специалистов, принципиальные выводы которого о новейшей тектонике Западно-Сибирской равнины подтвердили основные положения наших исследований. На опубликованных картах отражены наши основная зона Обь-Енисейских широтных поднятий и главнейшие впадины центральной части Западно-Сибирской равнины, разделенные региональной зоной Обь-Иртышских положительных структур. К сожалению, последняя зона без достаточных оснований сдвинута на юг и закартирована в пределах правобережной полосы Тара-Тобольского Прииртышья.



Рис. 5. Схема современной структуры Западно-Сибирской равнины (составлена В. А. Николаевым).

1 — валы; 2 — впадины.

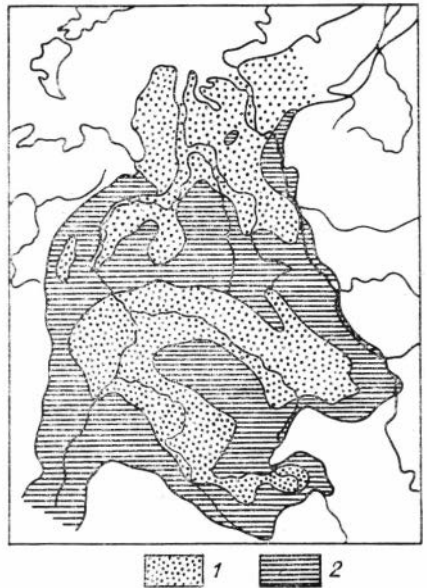


Рис. 6. Схема неотектоники Западно-Сибирской равнины (составлена В. А. Николаевым).

Преобладание опусканий (1) и поднятий (2).

Детальный анализ геоморфологических, геологических, геофизических материалов и новейших данных космической информации значительно расширил и уточнил наши представления 1940 г. о неотектонике Западно-Сибирской равнины и позволил установить карту распространения новейших движений на всей ее территории. Если раньше можно было говорить только об общей направленности тех или иных движений, то в настоящее время получены необходимые данные для суждения об их площадном распространении. При определении характера неотектонических движений мы попытались суммировать все признаки опусканий и поднятий с тем, чтобы получить наиболее достоверный исходный материал для последующих построений.

По характеру проявлений новейших движений вся территория Западно-Сибирской равнины может быть разделена на районы, испытывавшие на протяжении неоген-четвертичного времени преобладающие тенденции к поднятию и опусканию. Так, в пределах некоторых северных районов равнины может быть выделена значительная зона опусканий. Южнее следует система Обь-Енисейских поднятий. На территории центральной части равнины в рельефе отчетливо выражены Среднеобская впадина, зона Обь-Иртышских поднятий и Среднеиртышская впадина. Почти вдоль всего палеозойского обрамления Западно-Сибирской равнины прослеживается полоса преобладающих положительных движений. Территориально она приурочена к зоне относительно неглубокого залегания палеозойского фундамента.

Как исключение в пределах этой полосы необходимо отметить ряд незначительных отрицательных структур. Таким образом, в целом новейшие движения на территории Западно-Сибирской равнины последовательно формируют три ведущие структурные формы. С одной стороны, серию внутренних замкнутых и открытых северных впадин, с другой — разделяющую их систему положительных структур Обь-Енисейского поднятия. В системе внутренних впадин, в свою очередь, обособляется положительная структура в виде Обь-Иртышской зоны поднятий.

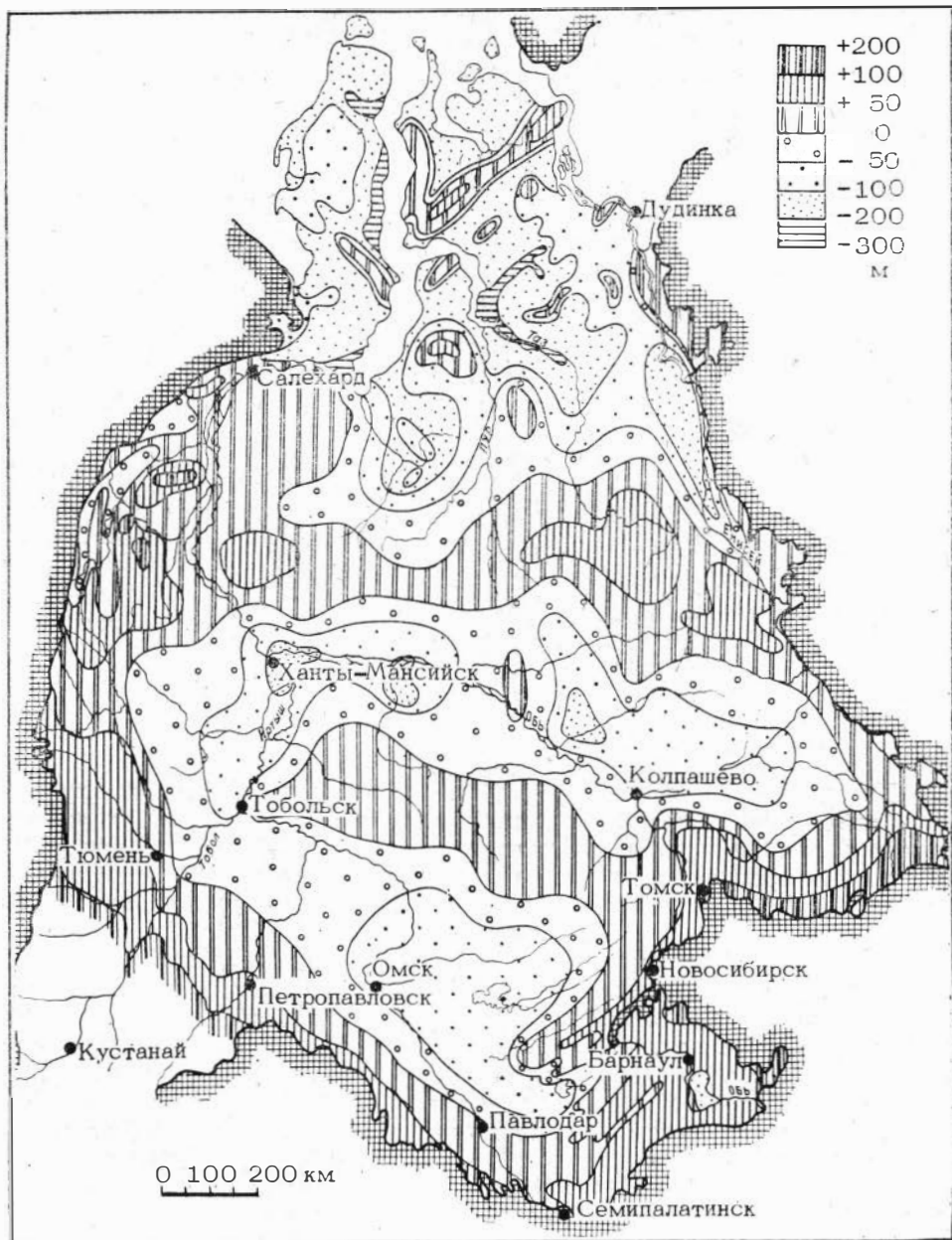


Рис. 7. Схема новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины (по В. А. Николаеву [1963], заполярная часть схемы составлена по материалам Института геологии Арктики). На шкале приведены ступени суммарных деформаций дочетвертичной поверхности за неоген и четвертичный период.

Отмеченные особенности в характере проявления новейших движений на территории Западно-Сибирской равнины ярко отражены в ее общей орографии и в конфигурации гидрографической сети. Все основные водоразделы бассейнов Енисея и Оби, Оби и Иртыша приурочены к областям молодых тектонических поднятий. В пределах молодых тектонических впадин широко развиты террасовые равнины палеорек и современных речных артерий, а также обширные зоны морских и водно-ледниковых аккумуляций. На юге равнины к молодым тектоническим впадинам приурочены бессточные озерные бассейны.

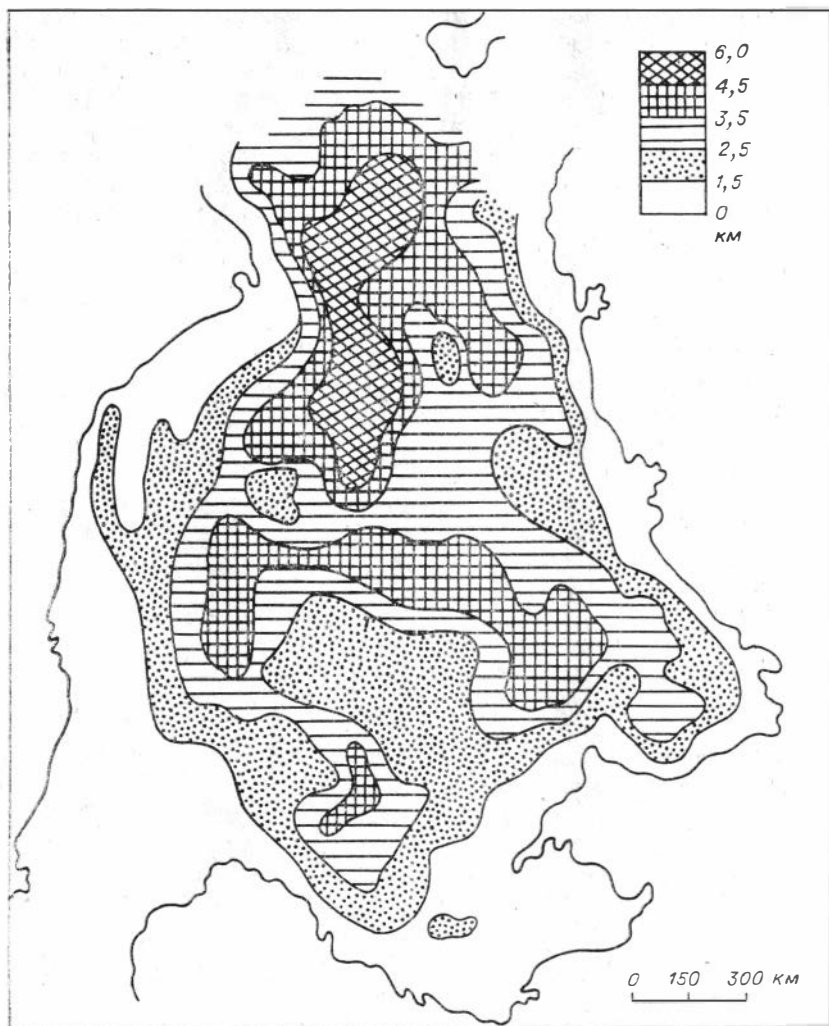


Рис. 8. Схема рельефа палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины (по Л. Я. Проводникову [1960]). Шкала глубин дана в км от уровня моря.

Еще более отчетливо характер молодых тектонических движений на территории Западно-Сибирской равнины выясняется при анализе геологических материалов. В районах Обь-Енисейского широтного поднятия главным образом развиты палеогеновые и меловые отложения: первые — на западе, вторые — на востоке. В пределах области Обь-Иртышских поднятий, по новейшим данным, в естественных разрезах по долинам рек выступают континентальные палеогеновые образования. Новейшие материалы позволяют наметить определенную связь между строением кайнозойских отложений, рельефом поверхности равнины (см. рис. 1) и рельефом поверхности погребенных палеозойских структур (рис. 8). Процессы длительного унаследованного развития происходят в основном под влиянием соответствующих движений в области фундамента.

Следует сказать еще несколько слов и о характере проявления современных движений. Исходные данные по этому вопросу в последние годы были получены в процессе пересчета повторных нивелировок, проведенных в районах южной части Западно-Сибирской равнины [Фиалков, 1956; Колмогоров, 1971; Кнуренко, Филькин, 1975; Колмогорова,

1977; и др.]. Так, например, изменение отметок нивелировочных марок вдоль Сибирской железнодорожной магистрали от г. Челябинска до г. Ачинска за последние 40 лет позволяет говорить о том, что области развития погребенных варийских структур Урала и Обь-Зайсанской складчатой зоны ежегодно повышаются на 2—4 мм, а районы погребенных каледонских структур Северного Казахстана ежегодно погружаются на 2 мм. К большому сожалению, из-за отсутствия необходимых исходных данных решение этой важнейшей проблемы находится еще на стадии постановки.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В истории развития рельефа Западно-Сибирской равнины следует выделить несколько крупных этапов: позднепалеозойско-триасовый, раннемезозойский, позднемезозойско-среднепалеогеновый, позднепалеогеново-неогеновый и четвертичный.

Позднепалеозойско-триасовый этап. В начале этого этапа в течение пермского периода рельеф формировался в условиях общего поднятия варийских геосинклинальных систем (Уральской и Обь-Зайсанской) и резко выраженных складчато-глыбовых движений в пределах каледонских и более древних участков фундамента равнины. С этими движениями связано образование крупных субмеридиональных и широтных структур, на ориентировку которых оказали влияние главнейшие глубинные разломы. Море постепенно покинуло Западную Сибирь, оставляя после себя крупные озерного типа внутриконтинентальные водоемы. В пределах последних формировались подводные, а в прибрежной зоне — лагунно-дельтовые равнины.

Второй стадии этого этапа (конец пермского и триасовый периоды) отвечает региональное выравнивание рельефа в условиях преобладания нисходящих тектонических движений. Литологический состав триасовых отложений свидетельствует о том, что на территории Западно-Сибирской равнины в это время существовали невысокие вулканы, из которых временами выбрасывалась расплавленная лава. В пределах вулканических областей протекали реки, приносящие гальку, песок и глину с окружающих возвышенностей. Они размывали остывшие вулканические лавы и обогащали ими осадочные породы. Очень часто осадочные и вулканические породы отлагались в одних и тех же озерных бассейнах, расположенных между вулканами. В них же осаждался и вулканический пепел. Такие осадочно-вулканогенные образования широко развиты в составе триасовых отложений равнины. Наряду с ними здесь присутствуют также и типичные осадочные породы с прослоями угля — свидетельство того, что во время триасового периода в пределах Западно-Сибирской равнины был теплый и влажный климат, способствовавший развитию пышной растительности.

Раннемезозойский этап охватывает юрский период и раннемеловую эпоху. В ранне- и среднеюрскую эпохи в Западно-Сибирской равнине шло быстрое расширение площадей, занятых озерно-аллювиальными отложениями. Этот процесс сопровождался интенсивной денудацией платообразных возвышенностей, имеющих место внутри равнины на площадях палеозойских структур: Северо-Сосьвинского, Хадутинского, Пуировского и Верхнетазовского свода и Северо-Казахстанского выступа. Интенсивному расчленению подвергались в это время и сопредельные с равниной территории Урала, Казахстана и Алтае-Саянской области. На это указывает грубый обломочный материал в основании юрских отложений по периферии равнины и в межгорных впадинах.

Межгорные и предгорные котловины, представляющие собой озерно-аллювиальные равнины, в ранне- и среднеюрскую эпохи испытали

значительное опускание, что благоприятствовало накоплению мощных угленосных отложений. На северо-востоке равнины в это время существовали подводные морские и прибрежно-лагунные равнины.

В позднеюрскую эпоху и в валажинский век море покрывало большую часть озерно-аллювиальных равнин в приуральских и центральных районах. В приенисейской зоне наибольшее развитие получают лагунно-дельтовые и озерно-аллювиальные равнины. На месте Урала и Алтая в это время, по-видимому, существовали сглаженные низкогорья. Платообразные возвышенности внутренних областей равнины были почти полностью разрушены и на месте их, вероятно, находились морские отмели.

Готервский и барремский века характеризуются интенсивным проявлением колебательных тектонических движений, сопровождавшихся, вероятно, общим подъемом суши. Это — время значительной регрессии моря и формирования обширных прибрежных лагунно-дельтовых и озерно-аллювиальных равнин. В обрамлениях Западно-Сибирской равнины существовал довольно расчлененный рельеф.

В аптский и альбский века происходило выравнивание рельефа, сопровождавшееся формированием коры выветривания в пределах обрамления Западно-Сибирской равнины и ее прибортовых районов.

Позднемезозойско-среднепалеогеновый этап, включающий позднемезозойскую, палеоценовую и эоценовую эпохи, характеризуется тем, что на него приходится три морские трансгрессии: туронская, кампан-маастрихтская и эоценовая, а также три частичных обмеления и сокращения морского бассейна: сеноманское, коньяк-сантонское и датско-палеоценовое. Особенно велики были размеры туронской и эоценовой трансгрессий, когда наступавшее с севера море покрывало почти всю территорию Западно-Сибирской равнины и подступило почти вплотную к ее орографическим границам: Уралу, Казахской горной стране, предгорьям Алтая и Кольвань-Томской возвышенности. В маастрихтский и датский века и в эоценовую эпоху через Тургайский пролив Западно-Сибирское море соединилось с южными морями Средней Азии. Таким образом, для данного этапа характерно широкое распространение в пределах Западной Сибири подводных морских равнин.

Четвертичный — позднепалеогеново-неогеновый этап развития рельефа равнины включает олигоценовую эпоху и весь неогеновый период. В начале олигоценовой эпохи началось сокращение морского бассейна, сопровождавшееся в береговой зоне широким развитием озерно-аллювиальных равнин. В это время еще значительная часть территории представляла собой подводную равнину, формирование которой было предопределено историей предшествующего этапа рельефообразования. Лишь восточнее Обь-Зайсанской складчатой зоны, в районах Чулымо-Енисейской и Бийско-Барнаульской впадин, существовали озерно-аллювиальные равнины. Горное обрамление Западно-Сибирской равнины в это время представляло собой систему различных по высоте и расчленению денудационных плато.

В середине олигоценовой эпохи интенсивные тектонические движения охватили территорию равнины и ее горного обрамления, что способствовало полному уходу моря и обновлению рельефа. На протяжении миоцена и плиоцена в районах Западно-Сибирской равнины основу рельефа формируют озерно-аллювиальные осадки в процессе их аккумуляции на предельно широкой площади.

В течение **четвертичного этапа** развитие рельефа проходило в обстановке активизации неотектонических движений на территории Западно-Сибирской равнины и в пределах ее горного обрамления. В это время были сформированы основные черты современного рельефа в процессе возникновения системы замкнутых внутренних и открытых северных впадин и разделяющих их поднятий в районах Сибирских Увалов.

В системе внутренних впадин под воздействием неотектонических движений появились в виде приподнятых равнин положительные структуры Демьянского свода и Обского выступа. Горное обрамление приобрело современный облик.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

РЕЛЬЕФ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ РЕЧНОЙ СЕТИ

Позднечетвертичная эпоха в истории четвертичного периода Западной Сибири, по существу, является эпохой становления современного рельефа и формирования речной сети. После распада ледникового покрова самаровского оледенения северная зона Западной Сибири представляла собой огромную в разной степени всхолмленную аккумулятивную равнину с наложенными водно-ледниковыми формами рельефа. С юга ее окаймляли полого-холмистые зандровые равнины. В это же время повышенные формы рельефа оформляются в прибортовых районах Западно-Сибирской равнины и в центральной зоне Обь-Иртышского междуречья. По характеру основных рельефообразующих процессов позднечетвертичная эпоха достаточно отчетливо разделяется на два крупных этапа, нашедших отражение в развитии рельефа. Ранний этап охватывал время бореальной трансгрессии и следовавшего за ней зырянского оледенения. Поздний включал послезырянское теплое время и сарганское похолодание, приведшие в горном обрамлении равнины к оледенению (сарганское оледенение хр. Путорана, сопкейское оледенение Урала), а в пределах равнины обусловившие широкое развитие перигляциальных явлений.

Раннее развитие рельефа

В начале этапа происходило довольно значительное погружение районов, расположенных севернее Сибирских Увалов. Это погружение происходило одновременно с бореальной трансгрессией Полярного бассейна, воды которого, покрывая полуострова Ямал, Гыданский, Тазовский [Лаврова, Троицкий, 1960], проникали южнее Полярного круга по понижениям древнего рельефа, по которым впоследствии проложили свои долины Обь, Таз и Енисей. Как бы в противовес этому поднимались горные сооружения, обрамляющие равнину с востока, юга и запада, особенно Алтае-Саянская область. Довольно интенсивно росли горные сооружения Урала. Однако здесь позднечетвертичная фаза неотектонических движений проявилась значительно слабее [Стефановский, 1963; Лазуков, 1965а]. Поднятия, соответствующие этой фазе, охватили районы, примыкающие к Салаиру [Матвеевская, 1956; Малолетко, 1963], а также тяготеющие к погребенным структурам Колывань-Томской складчатой зоны [Вдовин, 1965а]. Не менее ярко положительные движения проявились и в области северо-западного погружения Енисейского кряжа и сооружений Сибирской платформы [Цейтлин, 1964], которые поднимались по системе древних глубинных разломов.

В центральных районах Западно-Сибирской равнины восходящие движения значительно меньшей амплитудой отмечались в зонах региональных поднятий, достаточно отчетливо обособившихся в пределах современного Обь-Енисейского водораздела. Они охватили также междуречья Таза и Пура и Сибирские Увалы. Примерно такие же амплитуды

движений испытала область Верхнетазовского свода [Мизеров, 1966]. В других районах равнины проходили движения отрицательного знака. Общий план неотектонических движений, особенно в позднем плейстоцене, наложил существенный отпечаток на развитие рельефа Западно-Сибирской равнины и определил основные черты геоморфологического строения.

Оживление неотектонических движений, а также исчезновение ледников на севере равнины и значительное сокращение горных ледников привели к активизации эрозионной деятельности и размыву ранее сформированных аллювиальных равнин. При этом закладывались эрозионные формы рельефа, положившие начало, а затем во многом определившие рисунок современной речной сети.

По данным многих исследователей, в обрамлении равнины отмечается довольно значительное врезание речной сети, приведшее к углублению долин, в пределах которых впоследствии сформировался комплекс низких террас. Морфологически лучше выраженные понижения рельефа были выработаны в областях аккумуляции, примыкающих к обрамлению. В центральных же районах равнины, охватывающих современное Приобье и Прииртышье, процессы размыва протекали слабее. Они в большей степени зависели от характера проявления неотектонических движений.

Широкие долины с обширными озеровидными участками были выработаны в правобережной зоне Иртыша, в результате чего обособился Обь-Иртышский водораздел. В Приобской части равнины глубинный размыв был менее интенсивным. Явное господство бокового размыва над глубинным обусловило формирование обширных понижений рельефа. Сток вод в этой области был затруднен, по-видимому, поднятиями, охватившими территорию Сибирских Увалов.

Неотектонические движения позднплейстоценовой эпохи способствовали разобщению водосборов бассейна Оби и бассейнов Надыма, Пура и Таза, которые обособились в рельефе сразу после распада самаровского ледникового покрова. Воды пра-Оби, вероятно, соединились тогда с водами пра-Иртыша несколько южнее. Только во время бореальной трансгрессии (предказанцевский век) была выработана долина, соответствующая западной части широтного отрезка современной долины Оби.

На современном Обь-Енисейском водоразделе имеются сквозные долины юго-западного направления. Некоторые исследователи считают, что их формирование закончилось в тазовский век [Шацкий, 1956], другие же [Богдашев и др., 1965] допускают, что эти ложбины стока подновлялись и в более позднее время, а заполняющие их осадки коррелятны зырянским отложениям. К аналогичному выводу пришли исследователи, работающие в бассейне Чулыма (правый приток Оби). Там отложения ложбин стока, пересекающих Кеть-Чулымское междуречье, вложены в осадки тазовского возраста. Вполне возможно, что аналогичного возраста отложения имеются и в ложбинах стока Бийско-Барнаульского Приобья. А. М. Малолетко [1963], В. А. Мартынов [1957, 1966] и другие исследователи связывают их заложение с концом среднечетвертичной эпохи. В начале позднечетвертичной эпохи в их пределах были выработаны долины современной речной сети, входящей в бассейн Оби. По-видимому, к этому отрезку времени было приурочено начало формирования гривного рельефа Барабы и Ишимской степи [Мизеров и др., 1970].

В конце бореальной трансгрессии (первая половина казанцевского века) в пределах аккумулятивных равнин были разработаны довольно широкие и глубокие речные долины с озерными расширениями значительной величины. В это время происходило образование речной сети современных очертаний, а амплитуда рельефа достигала наибольших величин за отрезок времени, отвечающий раннему этапу формирования рельефа в позднем плейстоцене.

Казанцевское и зырянское время явились этапом сглаживания рельефа. В пределах речных долин накапливались аллювиальные, аллювиально-озерные, аллювиально-дельтовые и морские (казанцевские) осадки. Отложения этого времени в соответствии с выработанным ранее ложом, имеющим разные гипсометрические отметки, залегают на различном по высоте цоколе. В зависимости от структурного и геоморфологического положения того или иного района цоколь сложен дочетвертичными или (значительно чаще) ниже- и среднечетвертичными образованиями. Нередко вскрываются и позднечетвертичные, но более древние осадки, формирование которых началось в период предшествовавшего размыва. Эти отложения также залегают на различных по высоте уровнях.

Среди исследователей пока нет единого мнения о возрасте и объеме отложений бореальной трансгрессии. Исследователи, изучавшие Приенисейский Север [Сакс, 1953, 1959; Стрелков, 1965в; Соколов, 1960, Соколов, Значко-Яворский, 1957; Алявдин, 1961; Лаврова, Троицкий, 1960], рассматривают осадки бореальной трансгрессии в объеме мессовской, санчуговской и казанцевской свит. Г. И. Лазуков [1960г], проводивший исследования в приобской части равнины, сопоставил мессовскую и санчуговскую свиты с верхами ледниково-морской салехардской свиты, которая южнее Казыма замещается отложениями самаровского оледенения. Весь комплекс самаровских осадков рассматривается им в объеме большого рисса и, следовательно, включает отложения тазовской стадии максимального оледенения.

Несмотря на существующие противоречия в решении этой проблемы, совершенно определенным остается положение казанцевских отложений, развитых в восточной половине полярной зоны Западной Сибири и синхронных им осадков сангомпанской свиты, широко распространенной в западной ее половине. По-видимому, прав С. А. Стрелков [1965в], относя к осадкам бореальной трансгрессии верхнюю часть осадков салехардской (салемальской) свиты и казанцевскую (сангомпанскую) свиту. Морские, лагунно-морские, озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения, формировавшиеся в казанцевское межледниковье, наиболее достоверно коррелируются между собой в пределах ледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири. Поэтому они рассматриваются в объеме микулинского, или рисс-вюрмского, межледниковья.

В казанцевский век в речных долинах накапливались аллювиальные толщи большой мощности, сменяющиеся на севере морскими. Межледниковые сангомпанские отложения [Лазуков, 1959а] лежат на размытой поверхности осадков салемальской свиты и заполняют выработанные в них понижения рельефа. Это свидетельствует о следах значительного перерыва в осадконакоплении в предказанцевский век. Врезы того времени, по данным Г. И. Лазукова, могли составлять около 100 м. Формирование же сангомпанских отложений в приустьевой части Оби, в бассейнах Прав. Хетты, Ярудея, Надыма и Пура протекало в сравнительно спокойных условиях, так как, несмотря на довольно пестрый их фациальный состав, в разрезах преобладают ленточно-слоистые суглинки, супеси и мелко- и тонкозернистые пески с растительными остатками. Однако во многих местах в их основании залегают крупнозернистые пески и галечники.

Грубозернистые отложения развиты там же и несколько южнее, уже в области морфологически отчетливо выраженных эстуариев и приустьевых участков речных долин. Здесь морские отложения сменяются аллювиальными и аллювиально-озерными хорошо отсортированными песками и суглинками. Спорно-пыльцевые спектры этих отложений и синхронных им сангомпанских образований свидетельствуют о том, что формировались они в то время, когда произрастала лесная растительность, в которой доминировали кедры (50—54%), ель (10—16%) и пихта.

В восточных районах полярной зоны равнины в это время начала формироваться регрессивная серия отложений бореальной трансгрессии [Лаврова, Троицкий, 1960]. Среди прибрежных фаций этих осадков повсеместно наблюдаются следы подводного и субаэрального размывов.

В Западно-Сибирском и Таймырском бассейнах казанцевская серия осадков представлена в основном песками и слонстыми супесями, содержащими морскую фауну. По-видимому, с этим временем связано формирование IV (морской) террасы Гыданского полуострова, так как возраст ее осадков датируется по ^{14}C в 57 000 лет и считается казанцево-зырянским [Зубаков, 1967]. Этот уровень хорошо прослеживается и в низовье Оби, где абсолютный возраст слагающих его осадков определяется подобной цифрой. В Северном Зауралье синхронные осадки аллювиальной и аллювиально-озерной аккумуляции в бассейнах Лозьвы, Пелыма, Тавды и Конды описаны Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским [1966]. Они слагают нижние части разрезов озерно-аллювиальных равнин, занимающих обширные сильно заболоченные низины с многочисленными озерами. Их высоты расположены несколько ниже уровня аккумуляции, отвечающего тазовскому веку. Эти понижения в основном следуют очертаниям современной гидрографической сети, но часто образуют крупные озеровидные расширения, заполненные алевритистыми осадками.

В западных районах Зауралья и в предгорьях Урала эти равнины «втягиваются» в речные долины и переходят во вторые террасы, которые соответствуют камышловской террасе. В области аккумулятивных равнин Зауралья эта терраса постепенно повышается и переходит в III террасу. В строении последней наблюдаются несколько наложенных друг на друга пачек аллювия или аллювиальных комплексов. Из них верхняя обычно рассматривается как аллювий камышловской террасы, а подстилающие ее осадки — как доколь, хотя возраст тех и других может быть близким. В более южных районах восточного склона Урала иногда отмечаются два уровня камышловской террасы. Строение осадков, слагающих более высокий аккумулятивный уровень, аналогично строению камышловской террасы более северных районов. В основании разреза обычно залегают грубозернистые пески и галечники базального горизонта. В строении верхней части разрезов, как правило, принимает участие более тонкозернистый кластический материал. В его составе (по мере удаления от Урала) преобладающее значение приобретают супеси и суглинки.

Изучение осадков камышловской террасы показало, что межледниковый аллювий слагает нижнюю часть разреза [Соболев, 1963], формирование которой связывается с казанцевским (микулинским) межледниковьем. Осадки, отнесенные к этому времени, содержат лесные спорово-пыльцевые спектры. На Северном Урале они характеризуют еловую и елово-сосновую растительность с примесью лугово-степной ассоциации.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части аллювия камышловской террасы, сложенной супесчано-суглинистым материалом, отражают состав растительного покрова, обитавшего уже в условиях холодного климата [Соболев, 1963]. Большинство исследователей считают, что формирование камышловской террасы закончилось во время зырянского оледенения. С предшествовавшим межледниковьем и распадом ледникового покрова тазовского оледенения В. В. Стефановский [1963] связал появление более высокой III (исетской) террасы. По-видимому, аллювий камышловской террасы формировался в условиях относительной стабильности неотектонических движений [Стефановский, 1963] или даже некоторого опускания в отдельных районах Восточного Зауралья. Об этом может свидетельствовать формирование наложенных комплексов осадков, отвечающих нескольким ритмам осадконакопления.

В низовьях долин крупных рек, протекающих в левобережной зоне Иртыша, прослеживается еще одна терраса с более низким гипсометрическим уровнем — так называемая боровая. Она распространена регионально и является более древней, чем широко развитая здесь I терраса.

Более дальняя корреляция охарактеризованных осадков пока затруднена. Сопоставление их осложняется тем, что тектоническая деятельность в различных районах проявлялась неодинаково. Однако имеющиеся материалы позволяют коррелировать их с осадками аккумулятивных равнин Прииртышья и Северного Приобья. В районе Белогорского материка отложения нередко вскрываются в глубоких врезках и покоятся на высоком цоколе (20—25 м), сложенном ледниковыми отложениями максимального оледенения. В одном из таких врезок (несколько севернее пос. Карым-Кары), заполненном аллювиальными и аллювиально-озерными осадками, включающими линзу погребенного торфяника, В. А. Мартыновым и В. П. Никитиным [1964] была собрана семенная флора, в составе которой отмечаются теплолюбивые виды. Ее сравнение с более древними и молодыми четвертичными флорами позволило сделать заключение о том, что наиболее вероятным временем ее формирования следует считать казанцевское межледниковье. Г. М. Левковская [1966], изучившая пыльцу и споры из этих же отложений (одновременные сборы), пришла к выводу, что произрастающая в то время растительность отвечала, по всей вероятности, климатическому оптимуму казанцевского века.

В Среднем Приобье с казанцевским временем связано формирование аллювиальных и аллювиально-озерных отложений нижних и частично средних горизонтов озерно-аллювиальных равнин. Они лежат на размытой и расчлененной поверхности среднечетвертичных осадков и только в восточных районах Среднего Приобья покоятся на нижнечетвертичных и третичных толщах. Как и в Приуралье, размыв, предшествовавший накоплению описываемых отложений, протекал здесь довольно медленно. Длительное время он осуществлялся в условиях интенсивного бокового смещения водных потоков и сопровождался частичной аккумуляцией. В результате этого были разработаны обширные понижения рельефа с плавными и очень пологими склонами. Заполняющие их озерно-аллювиальные осадки в большинстве случаев лежали в цоколе, имеющем различную высоту, достигающую наибольших величин в приобской части рассматриваемого региона. Осадки формировались в условиях затруднительного стока, особенно во вторую половину времени их аккумуляции, при некотором подпруживании вод, поступающих из южных районов равнины. Палинологические материалы [Гричук, 1957, 1959, 1961а, б, 1966; Стрижова, 1962; Вотах, 1962] свидетельствуют о существовании темнохвойных лесов во время формирования отложений нижних горизонтов озерно-аллювиальных равнин. В их составе, как и в Северном Приобье [Голубева, 1960; Лазуков, 1962], кроме ели, сосны и пихты отмечается кедр, количество пыльцы которого достигало 70%.

В Бийско-Барнаульском Приобье этому времени отвечает формирование аллювия четырех террас. На левобережье Катунь IV терраса втягивается в область горно-химического предгорья и имеет вид плоской равнины с многочисленными бессточными западинами [Малолетко, 1963]. В составе ее аллювия преобладают крупнозернистые пески и залегающие в основании галечники. По мере удаления от предгорий аллювий становится более мелкозернистым, хотя в его основании всегда преобладают более крупнозернистые осадки, а в верхней части — переслаивающиеся супеси и суглинки, часто лессовидные. Из базальных горизонтов IV террасы Чумыша у с. Старо-Глушника А. М. Малолетко собрал кости бизона. Из верхней части осадков IV террасы Бии на глубине 9,5 м от поверхности собраны кости мамонта и бизона, а на глубине 12,5 м — кости мамонта и остатки некоторых других млекопитающих [Адаменко, 1963], имеющих, по определению И. Г. Пидопличко, вюрмский возраст.

В верхней части аллювия этой террасы в районе с. Новосуртановка были собраны раковины моллюсков, среди них определены обитающие ныне в альпийской зоне горных областей Евразии [Адаменко, 1963].

Спорово-пыльцевые спектры средней части аллювия IV террасы свидетельствуют о существовании во время ее формирования лесной растительности с участием травянистого покрова. В верхах разреза лесная ассоциация сменилась типично степной с отчетливым преобладанием ксерофитов. Вместе с имеющимися материалами по фауне моллюсков эти данные свидетельствуют о похолодании климата. О. М. Адаменко [1963] связал его с первой холодной фазой вюрмской эпохи. Аналогичная картина наблюдается в приенисейской зоне Западно-Сибирской равнины. В пределах Енисейского кряжа и Сибирского плоскогорья шло дальнейшее углубление речных долин и формирование четвертых и третьих террас в низовьях крупных правых притоков Енисея. Разная неотектоническая активность отдельных районов и структурных зон обрамления обусловила формирование промежуточных аккумулятивных и эрозионных уровней, не отвечающих крупным фазам развития рельефа. В связи с этим террасы недостаточно уверенно увязываются между собой, так как разные по высоте уровни часто оказываются одновозрастными, а одно-высотные — разновозрастными. Довольно широко развиты локальные террасы, характерные только для вполне определенного района или речного бассейна.

При прослеживании разрезов в ледниковой зоне Приенисейского Севера можно видеть, как морские казанцевские отложения южнее 65° с. ш. сменяются аллювиальными и аллювиально-озерными осадками, слагающими большую часть разреза IV террасы. Сложены они, как правило, мелкозернистыми песками и базальными гравелистыми песками и галечниками. Палинологическое изучение аллювиальных накоплений в бассейне Ниж. Тунгуски показало, что формировались они в условиях произрастания лесной темнохвойной растительности [Цейтлин, 1964]. На это также указывают материалы В. А. Зубакова [1956, 1965]. Половодные осадки зырянского возраста вскрываются здесь в самой верхней части разреза IV террасы, сложенной в основном аллювием казанцевского возраста. IV (алинская) терраса имеет возраст 59 000 лет (определенный по ^{14}C). Верхняя же часть аллювия IV террасы Подкаменной Тунгуски имеет возраст 53 000 лет [Зубаков, 1967].

Палинологические материалы В. В. Фениксовой [1960], В. А. Зубакова [1959, 1967] и С. П. Горшкова [1960] свидетельствуют о том, что большая часть аллювия IV и III террас формировалась в условиях относительно благоприятного климата, способствовавшего произрастанию лесной темнохвойной растительности. Заключительные этапы формирования осадков IV и III террас С. М. Цейтлин [1964] связывает с эпохой зырянского оледенения, поскольку в верхах аллювия содержатся спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о лесотундровой и тундровой растительных ассоциациях.

На обширных хорошо выраженных водораздельных равнинах в казанцевское время активизировались почвообразовательные процессы, которые привели к формированию довольно мощных почв болотного типа и сменяющих их по простиранию торфяников. В настоящее время погребенные почвы казанцевского времени распространены наиболее широко и являются самыми выдержанными по простиранию. Они обычно залегают на суглинках и супесях тазовского горизонта и перекрываются более молодой генерацией суглинков и супесей преимущественно элювиально-делювиального происхождения. Формирование почв закончилось в начале зырянского оледенения.

Зырянское оледенение особенно ярко проявилось на севере Западно-Сибирской равнины, где развивались ледниковые покровы, оставившие аккумулятивные преимущественно положительные формы рельефа.

Своеобразие рельефа оледенения позволило С. А. Стрелкову [1962, 1965в] выделить зырянскую эпоху в самостоятельный этап. В истории развития рельефа севера Сибири следы зырянского оледенения нашли геоморфологическое отражение и, по существу, определили морфологические особенности водораздельных пространств.

С. А. Стрелков [1957, 1963] и Ф. А. Алявдин [1961] писали о весьма нечетких следах ледниковой деятельности в центральной части северной половины Западно-Сибирской равнины, возможно, именно поэтому некоторые исследователи отрицают оледенение в ее пределах [Кузин, 1961; Кузин, Чочиа, 1965]. В центральных районах равнины различные по фациальному составу осадки зырянского времени слагают верхнюю часть разреза междуречных пространств. Своеобразие развития ледникового покрова территории позволило С. А. Стрелкову [1963, 1965в] выделить ее в отдельную область, заметно отличающуюся от западной и восточной областей распространения следов зырянского оледенения, которое характеризуется единством морфологических форм.

Холмисто-моренный рельеф, связанный с деятельностью спускающихся с Урала ледников, сформировался на правобережье Оби (пос. Горный, мыс Салемал). По материалам Г. И. Лазукова [1957, 1959б, 1960г, 1961] и Ф. А. Алявдина [1959, 1961], здесь развиты типичные ледниковые формы, сложенные большей частью валунно-галечниковыми супесями. Обломочный материал имеет уральское происхождение. Мощность ледниковых отложений в пределах холмисто-моренного рельефа краевой области оледенения составляет 6—40 м.

Восточная область развития типичного моренного рельефа, описанного В. Н. Саксом [1945, 1951, 1953, 1959] и С. А. Стрелковым [1962а, б; 1963, 1965в], расположена в нижнем течении Енисея. В бассейне Таза разрезы флювиогляциальных отложений зырянского оледенения наблюдались нами по рекам Русская и Соболя. Широко развитая холмистая моренная равнина, в пределах которой выделено несколько самостоятельных стадий оледенения с присущими комплексами форм рельефа, довольно подробно описана С. А. Стрелковым [1954, 1965в], С. Б. Шацким [1956а, б], А. А. Земцовым [1957а, б] и С. П. Альтером [1960]. Не останавливаясь на характеристике ледникового комплекса восточной зоны равнины, отметим, что ледниковые отложения этого района довольно разнообразны в фациальном отношении. Среди них преобладают песчаные разности морен, встречаются также морены, сложенные валунными суглинками и супесями, иногда переслаивающимися с песками.

В восточных и западных районах приполярной зоны Западно-Сибирской равнины наблюдается постепенный переход снизу вверх морских казанцевских осадков в зырянские, например, в районе Игарской протоки у с. Караул на Енисее [Зубаков, 1961б] и в низовье Оби ниже Салехарда [Лазуков, 1959б]. В последнем случае происходят нарастание зернистости осадков, появление гравия, гальки и прослоев валунно-галечного материала, а также постепенное ухудшение сортировки до полного ее исчезновения. Подобные взаимоотношения были описаны В. Н. Соколовым [1957] и С. А. Стрелковым [1959, 1965в]. В перигляциальной зоне зырянского оледенения ледниковые отложения в дистальном направлении сменяются зандами, а затем озерно-ледниковыми отложениями. Они образуют парагенетический комплекс форм рельефа.

Верхняя часть разрезов озерно-аллювиальных равнин высокого уровня обычно сложена суглинками, супесями и тонкозернистыми песками, иногда пылеватыми песками, сформировавшимися в довольно спокойной обстановке. В приледниковой полосе зырянского оледенения на левобережье Оби в строении верхней части осадков озерно-аллювиальных равнин принимают участие гравийно-галечные образования [Милюкова, 1961]. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений (данные Л. В. Голубевой и Г. М. Левковской) свидетельствуют о существовании во время

их накопления беслесных приледниковых ландшафтов. Строение **этих** равнин эрозионно-аккумулятивное [Милюкова, 1964].

В максимальную фазу распространения льдов зырянского оледенения сформировались осадки озерно-аллювиальных равнин четвертого уровня, широко развитого в приледниковых районах. Там в его строении участвуют флювиогляциальные осадки. Третий уровень является позднырянским [Лазуков, 1959а, б, 1960г]. Слагающие его осадки формировались в условиях свободного стока вод на север.

Коррелятные образования более южных районов Западно-Сибирской равнины принимают участие в строении четырех, иногда трех террас. Со временем зырянского оледенения связывается формирование верхней части аллювия камышловской террасы [Стефановский, 1963; Соболев, 1963]. Он содержит спорово-пыльцевые спектры, отражающие растительность беслесных ландшафтов холодного климата. В. Л. Яхимович, проводившая исследования в Южном Приуралье, отметила, что аллювиальные отложения нижней части разрезов аккумулятивных террас накапливались также в межледниковых условиях. Венчающие разрезы террас тонковолнисто-слоистые перигляциальные отложения (облессованные суглинки и супеси) образовались в холодную эпоху. В суглинках и супесях из верхней части разреза четвертых террас предгорий Алтая встречена фация холоднолюбивых моллюсков [Адаменко, 1963; Малолетко, 1963], что свидетельствует о холодном климате.

Со второй половиной зырянской эпохи, отвечающей времени распада ледникового покрова и свободного стока вод на север, связывается формирование осадков третьего уровня аккумуляции. Обширные озерно-аллювиальные равнины Приобского Севера описаны Г. И. Лазуковым [1957, 1961], а равнины, расположенные несколько южнее — Ю. Ф. Захаровым [1964], Ф. А. Каплянской и В. Д. Тарноградским [1966].

О широком развитии равнин третьего уровня в Южном Прииртышье сообщает Э. А. Сваричевская [1965]. Характеризуя разрезы этих равнин, она отметила довольно широкое развитие криогенных явлений в их верхней части, а также в осадках более низкого уровня аккумуляции, соответствующего второй террасе. Эти материалы подтверждают вывод о холодном климате, наступившем в конце формирования отмеченных уровней аккумуляции.

В Енисейской депрессии и по ее обрамлению в это время сформировались третьи террасы и аллювиальные равнины третьего уровня, отвечающие подпрудным бассейнам [Зубаков, 1956; Архипов, 1959]. Их отложения впервые описаны С. Б. Шацким [1956] под названием Фарковской аллювиальной равнины. Возраст озерно-аллювиальных отложений по ^{14}C определяется в пределах 34—77 тыс. лет, причем в верхней части, где они затронуты криогенными процессами, возраст составляет около 32000 лет.

Южнее, на среднем Енисее, второй фазе похолодания климата в зырянскую эпоху соответствовало формирование тонкозернистого перигляциального аллювия, представленного супесями и суглинками, которые принимают участие в строении верхних разрезов III террасы. Подстилающий их типичный аллювий накапливался, так же как и аллювий IV террасы, в межледниковых условиях. Геоморфологически хорошо выражен третий аккумулятивный уровень в Южном Приобье. Там он отвечает третьим террасам, описанным А. М. Малолетко [1957, 1966], Е. Н. Щукиной [1960], О. М. Адаменко [1963], а несколько севернее — в Барнаульском Приобье — В. А. Мартыновым [1957, 1966]. В разрезе террас обычно преобладают хорошо отсортированные пески, к северу иногда замещающиеся на суглинки и супеси. Нередко в верхней части пески перевеяны с образованием дюнного рельефа. В нижней части разрезов третьих террас среди фауны моллюсков преобладают теплолюби-

вые виды, а в верхних частях — холоднолюбивые. Немногочисленные палинологические данные (Л. Н. Федулова, О. В. Матвеева) свидетельствуют об изменении растительного покрова во время формирования этих отложений, которое шло в сторону сокращения древесной растительности и постепенного ее вытеснения степной с преобладанием ксерофитов. В предгорьях Алтая, а также в Новосибирском Приобье, осадки III террасы покоятся на довольно высоком цоколе (несколько севернее Новосибирска его высота 26 м). Террасовый аллювий (6 м), соответствующий здесь концу времени формирования третьего морфологического уровня, содержит спорово-пыльцевые спектры, отражающие существование разреженных сосново-березовых лесов с полярной березкой [Букреева, 1965].

В Среднем Приобье осадки третьего уровня лежат на размытой поверхности более древних отложений четвертичного возраста. Озерно-аллювиальные равнины данного уровня в восточных районах Среднего Приобья переходят в ложбины стока Обь-Енисейского междуречья. Сложены они тонкозернистыми, иногда глинистыми песками — это фации прирусловой отмели и реже пойменных фаций. Заключенные в них спорово-пыльцевые спектры отражают лесотундровую и тундровую растительность [Стрижева, 1962; Костицина и др., 1966]. Более крупнозернистый и крупнослойный аллювий нижних и средних горизонтов равнин и ложбин стока, как можно судить по палинологическим данным, формировался в условиях сравнительно теплого климата.

На междуречных пространствах внеледниковой области Западно-Сибирской равнины с зырянской эпохой связано образование покровных отложений, обычно представленных супесями и суглинками. Наиболее древние их генерации в бассейнах Иртыша и Оби [Мизеров, 1964, 1966; Фениксова, 1964; Мартынов, 1966] перекрывают погребенную казанцевскую почву. Вторая генерация покровных суглинков, как и осадки более древней генерации, залегают на склонах водоразделов, заполняя приуроченные к ним понижения рельефа. Отложения поздней генерации лежат на отложениях более древней, отделяясь от них гумусовым горизонтом или маломощной погребенной почвой. Но иногда они залегают на отложениях древнего возраста, чаще на суглинках тазовского горизонта. При этом казанцевская погребенная почва обычно бывает размыта, а в основании отложений молодой генерации прослеживается слабо выраженная погребенная почва или маломощный гумусовый горизонт. Палинологические материалы по Среднему и Южному Приобью [Гричук, 1957, 1961а, б, 1966; Стрижева, 1962; Букреева, 1965, 1966; и др.] свидетельствуют о формировании покровных отложений обеих генераций в условиях достаточно холодного климата. Мы связываем их с первой и второй фазами похолодания зырянского времени.

Нам представляется, что двум фазам похолодания климата отвечает формирование отложений верхних горизонтов высоких аккумулятивных уровней — четвертых и третьих. Формирование аллювия, слагающего нижние и средние горизонты третьего уровня, осуществлялось во время произрастания лесной, преимущественно темнохвойной растительности.

По мнению Н. В. Кинд [1965], присутствие конечно-моренных гряд, отражающих стадии отступления зырянского ледника, не решают вопроса о существовании межстадиалов внутри зырянского века. Она высказала мысль о том, что для решения этого вопроса большое значение имеют исследования во внеледниковых областях, где есть возможность более детально стратифицировать верхнеплейстоценовые отложения и проследить более тонкие изменения климата. Исследования Э. И. Равского [1966] и С. М. Цейглина [1964, 1965] подтверждают положение о наличии фазы потепления внутри эпохи зырянского похолодания [Мизеров, Стрижева, 1964; Мизеров, 1961, 1966].

Начало материковой стадии зырянского оледенения определяется цифрой около 65 000 лет, а окончание — 32 000 лет [Стрелков, 1965в]. При изучении донных осадков Карского моря в колонке отложений, формировавшихся в зырянскую эпоху, были установлены осадки, откладывавшиеся в условиях значительного потепления. Это позволило выделить слои, отвечающие двум стадиям зырянского оледенения и разделяющего их межстадиала. Основываясь на скорости накопления осадков и на других материалах, приведенных названными исследователями, продолжительность первой стадии зырянского оледенения определяется цифрой несколько более 10 000 лет, межстадиала — примерно 6000 лет, а второй стадии — 12 000 лет. Время, охватывающее максимум казанцевской трансгрессии, может быть условно определено в 25 000 лет.

Зырянская эпоха в целом является эпохой выравнивания рельефа Западно-Сибирской равнины. К северу от Сибирских Увалов формировался преимущественно наложенный аккумулятивный рельеф ледникового и водно-ледникового происхождения. В приобской и приенисейской частях этой зоны его формирование происходило в обстановке расчлененного рельефа обширных морфологически довольно хорошо выработанных понижениях, в условиях подпрудных явлений.

Во внеледниковой зоне равнины, охватывающей центральные и южные районы, выравнивание рельефа, контрасты которого достигли наибольших величин во время бореальной трансгрессии, осуществлялось благодаря покровной аккумуляции на склонах водоразделов и в обширных понижениях. Накапливались они в соответствии с геоморфологической обстановкой пролювиально-делювиальным способом с неоднократным переотложением при плоскостном смыве или же в обширных периодически высохавших озерных водоемах [Мизеров, 1966]. В речных долинах накапливались тонкозернистые перигляциальные отложения, слагающие верхи разрезов обширных аллювиально-озерных равнин и четвертых и третьих террас. Межстадиальный размыв и врез мало изменили контрастность рельефа, созданного в казанцевское время. Поэтому первая половина рассматриваемого этапа может считаться более яркой в ходе развития рельефа в позднем плейстоцене. В это время был заложен и выработан общий план рисунка современной речной сети.

Формирование осадков, венчающих разрезы аккумулятивных равнин наиболее высокого (четвертого) уровня, осуществлялось в максимальную стадию зырянского оледенения и протекало в приуральской и приенисейской зонах равнины в подпрудных слабопроточных водоемах. Затрудненность стока на север в среднем Приобье была связана с активизацией неотектонических движений, обусловивших поднятия Сибирских Увалов. Они вызвали формирование обширных мелководных водоемов и разливов, которые послужили основой для развития характерных ландшафтов Сургутского Полесья [Шубаев, 1956]. Формирование этого уровня и соответствующих ему Ялбыньинской равнины и IV террасы закончились в первую стадию зырянского оледенения.

Вторая холодная фаза зырянской эпохи, возможно, не вызвала значительного прироста ледяных масс. Она наступила после распада большей части ледникового покрова, по-видимому, отступившего соответственно к западу и востоку от приустьевых участков современных Оби и Енисея. В связи с этим равнины более низкого морфологического уровня, переходящие южнее в третьи террасы, формировались уже в условиях относительно свободного стока вод.

Наиболее значительные события в истории развития рельефа в различных частях Западно-Сибирской равнины почти синхронны. Нарушения были лишь в отдельных районах. Они связаны с проявлением неотектонических движений. Поэтому происходило формирование то вложенных, то наложенных комплексов аллювия, в строении которых принимали участие разнофациальные осадки с переменной мощностью

в зависимости от наличия или отсутствия цоколя и его высоты, что особенно характерно для приуральской части Западной Сибири. На теплые фазы климата приходилось оживление эрозионных процессов, обусловившее врезание и затем накопление крупнозернистого аллювия, в связи с чем происходили обновление рельефа и усиление его контрастов. Фазы похолодания климата — это этапы выравнивая рельефа и уменьшения контрастов.

В конце зырянской эпохи заложилась долины бассейнов Надыма, Пура и Таза. К югу же от Сибирских Увалов водораздельные пространства и речные долины обозначались еще в предзырянское время. В пределах Ишимской степи, Кулунды и Барабы с описываемой эпохой следует связать становление гривного рельефа и подновление рельефа ложбин древнего стока. Особенности гривного рельефа свидетельствуют о том, что его формирование, по-видимому, закончилось в сартанский холодный век. Наиболее же активно он формировался в зырянскую эпоху. В последующие годы и до наших дней гривный рельеф не остается стабильным вследствие развития современных экзогенных и антропогенных процессов.

Общий план развития рельефа раннего этапа позднплейстоценовой эпохи был предопределен характером неотектонических движений, которые сказались в пространственном расположении областей сноса и осадконакопления.

Позднее развитие рельефа

Данный этап охватывает каргинское теплое время, которое, видимо, можно приравнять к межледниковью, и время сартанского горнодолинного оледенения. На всей территории Западно-Сибирской равнины этот этап характеризовался усилением контрастов рельефа — началось энергичное врезание речной сети, основные черты которой определились в ледниковой зоне зырянского оледенения.

Аллювиальные отложения первых и вторых террас, которые имеют региональное распространение в полярной и приполярной зонах, прилегающих к областям распространения следов зырянского оледенения, по комплексу всех имеющихся данных коррелируют между собой. Они также хорошо коррелируются с отложениями вторых и первых террас транзитных рек (Обь, Иртыш, Енисей) и их крупных притоков, бассейны которых расположены во внеледниковой зоне Западной Сибири.

Непосредственное влияние сартанского оледенения на рельеф наблюдается только на Полярном Урале, в Алтае-Саянской горной области и в районах, тяготеющих к хр. Путорана. На равнинных же пространствах Западной Сибири сартанская эпоха проявилась в широком развитии криогенных форм рельефа, связанных с одновозрастными осадками. Имеющиеся фактические материалы по Уралу [Боч, 1957], западной окраине Среднесибирского плоскогорья [Цейтлин, 1964, 1965] и Среднему Приобью [Мизеров, 1961, 1966] свидетельствуют о двух фазах похолодания климата в сартанское время и разделяющей их фазе потепления. Эти фазы довольно хорошо устанавливаются по изменению растительного покрова, а также по пока еще не систематизированным палеонтологическим остаткам — преимущественно по данным малакофауны. Так же как и в предшествовавший отрезок времени, в позднем этапе развития рельефа позднего плейстоцена выделяются два подэтапа, охватывающие теплую и холодную фазы климата.

В основании разрезов вторых террас залегает крупнозернистый аллювий, который хорошо коррелируется в пределах магистральных речных долин. В средней части разрезов преобладают мелко- и среднезернистые, довольно хорошо промытые пески, сменяющиеся выше более тонкозернистыми образованиями. Относительно слабо в разрезе вторых

террас представлены пойменные и половодные фации. А. В. Минервин, Е. М. Сергеев [1958] и Г. И. Лазуков [1959а, б, 1960г] отметили, что «покровные» отложения II террасы, представленные супесями и суглинками, иногда обессоленными, имеют незначительную мощность и развиты локально. Их формирование тесно связано с подстилающим аллювием. По-видимому, они представляют собой половодную фацию аллювия. Слабое развитие половодных и пойменных фаций отмечается также и в Зауралье [Сухоруков, 1965а; Стефановский, 1963; Лидер, 1963]. Здесь со временем формирования II террасы связывается интенсивный боковой размыв, что, видимо, мешает свидетельствовать о сравнительно устойчивом неотектоническом режиме, возможно, даже с этапами слабых опусканий.

В некоторых районах Павлодарского Прииртышья вторые террасы являются цокольными. В бассейнах Ишима и Тобола их осадки также обычно покоятся на цоколе. В связи с этим становится понятным, почему в разрезах второй террасы Ишима встречаются остатки фауны млекопитающих хозарского комплекса: они синхронны не ее осадкам, а осадкам цоколя. В верхней части аллювия вторых и третьих террас Южного Прииртышья широко распространены различные криогенные нарушения и морозобойные клинья. З. А. Сварическая и М. С. Тэн [1966] связывают их с холодными фазами зырянского оледенения. Относя сартацкий век к зырянской эпохе, они полагают, что формирование морозобойных клиньев в аллювии II террасы соответствует этому веку.

В Среднем Прииртышье в строении верхней части аллювия II террасы значительное участие принимают тонкозернистые осадки, представленные супесями и суглинками. Мощность этих фаций пойменного или половодного типа, как отмечает С. Б. Шацкий (устное сообщение), в некоторых районах Тобольского Прииртышья составляет 5—8 м. Наиболее грубо- и крупнозернистый аллювий, принимающий участие в строении вторых террас, широко развит в речных долинах предгорий Алтая [Адаменко, 1963; Малолетко, 1963]. В области примыкающих к нему предгорных аккумулятивных равнин изменяется и состав аллювия, в состав которого входят различные осадочные образования от валунно- и песчано-галечного до хорошо промытых песчаного и супесчано-суглинистого материала, преобладающего в верхних частях разрезов. Цоколь террасы прослеживается обычно около уреза воды или опущен на 1—2 м ниже.

Среди пресноводных и наземных моллюсков, собранных в аллювии вторых террас О. М. Адаменко [1963], частично встречаются теплолюбивые виды, которые являются, как отмечает И. М. Лихарев, чуждыми элементами в современной фауне Западной Сибири. На основании палеоботанического материала (Л. Н. Федулова, О. В. Матвеева) можно сделать вывод о благоприятном климате (сосново-кедрово-еловые леса) времени накопления русловых фаций вторых террас. Из верхней части их разрезов, представленных в Барнаульском Приобье палево-желтыми суглинками лессовидного облика, А. М. Малолетко [1963] собрана немногочисленная фауна моллюсков. В их составе преобладают «лессовые» формы, что, возможно, свидетельствует о достаточно суровом климате во время формирования покровного комплекса вторых террас.

Аналогичное строение вторые террасы имеют в Среднем Приобье, на юге которого они достаточно подробно описаны большим количеством геологов, работавших совместно с В. А. Мартыновым [1966]. В Нарымском Приобье [Мизеров, 1961], а также в районе широтного отрезка Оби [Земцов, Шацкий, 1959; Земцов, 1965] верхнюю часть разреза II террасы, достигающей здесь ширины 80—100 км, очень часто слагают осадки фаций половодного типа (перигляциальный аллювий). Довольно многочисленный палинологический материал по Приобью [Гричук, 1957, 1961а, 1966; Стрижова, 1962; Букреева, 1965, 1966] свидетельствует

о формировании аллювиальных отложений II террасы в условиях смены умеренно теплого климата (произрастание древесной темнохвойной растительности) холодным и суровым. Последнему и отвечает накопление тонкозернистых песчаных и перигляциальных супесчано-суглинистых осадков. Обычно эти отложения характеризуются тундровыми спорово-пыльцевыми спектрами. Аналогичные палеоботанические данные приводятся в работах по Прииртышью [Волкова, Панова, 1964; Волкова, 1964, 1965, 1966], приуральской зоне Западной Сибири [Соболев, 1963; Стефановский, 1963, 1965; Генералов, 1965] и Березово-Салехардскому Приобью [Лазуков, 1960г; Голубева, 1960; Левковская, 1966]. Они подтверждает вывод о том, что время формирования «теплого» аллювия II террасы нижней Оби может быть датировано каргинским, а заключительные фазы накопления их осадков — сартанском. В районах Северного Приуралья в строении верхней части аллювия вторых террас принимают участие флювиогляциальные отложения сартанского оледенения [Боч, 1957].

По мнению В. А. Зубакова [1961б], начало формирования аллювия II (каргинской) террасы Енисея отвечает концу зырянского оледенения. В основном же оно проходило в теплое каргинское время. В районе Усть-Порта каргинские аллювиальные отложения переходят в типичные осадки эстуариев, содержащих морскую фауну. Каргинские отложения развиты также и на островах Карского моря. Там они перекрыты сартанскими ледниковыми отложениями. Южнее, в долинах всех крупных рек, распространены типичные аллювиальные отложения, слагающие вторые террасы и формировавшиеся в условиях произрастания темнохвойной древесной растительности [Зауэр, Зубаков, 1958; Левина, 1964; Матвеева, 1965], что свидетельствует о достаточно теплом и умеренном климате того времени.

Верхняя часть аллювия II террасы в низовье Енисея представлена суглинками и супесями перигляциального типа. Они накапливались преимущественно в обстановке половодных разливов в холодном климате сартанского оледенения. О похолодании можно судить по изменению растительного покрова в сторону преобладания перигляциальной растительности. К сартанскому времени относится также накопление верхних слоев, представленных пойменными фациями разреза II террасы нижнего течения Мал. Хеты, где они непосредственно подстилают сартанскую галечно-валунную толщу. По данным О. В. Матвеевой [Кинд, 1965], в спектрах этой части разреза присутствуют травянистые группировки с обилием плавунов, характерных для арктической зоны. Анализ древесины из этой части разреза дал абсолютный возраст $21\,700 \pm 1700$ лет. Древесина из основания аллювия фаций пойменного типа II террасы этой реки имеет возраст $26\,800 \pm 400$ лет. Из более верхних горизонтов отложений каргинской террасы Енисея в районе Игарки были получены цифры, определяющие возраст их как $21\,350 \pm 750$, а данные другой пробы дали $24\,500$ лет. Располагая большим материалом по абсолютным датировкам, Н. В. Кинд [1965] определила начало каргинского времени около $30\,000$ лет, а конец как $24\text{—}22$ тыс. лет. Первая половина сартанского оледенения падает на интервал времени от 22 до 14 тыс. лет и, по-видимому, отвечает наибольшему похолоданию и оледенению в горах. Позднесартанское время определяется интервалом от 14 до $11\text{—}10$ тыс. лет. При этом более отчетливо выделяется потепление около $11\,800 \pm 1500$ и $11\,450 \pm 300$ лет, которому предшествовало холодное время — от $15\,400$ до $13\,300 \pm 50$ лет [Кинд, 1965].

В среднем течении Енисея формирование аллювия II и I террас закончилось в условиях холодного климата. К сужалению, наличию локальных эрозионных террас и промежуточных аккумулятивных уровней не позволяет однозначно решить вопрос о корреляции осадков этих террас. В связи с этим следует отметить, что в данное время имеются

датировки абсолютного возраста из верхней части аллювия 12—14-метровой террасы Енисея. В верхней части пойменных осадков этой террасы, обнаженной у с. Кокорева, и культурных слоев, подстилающих покровные суглинки общей мощностью около 5,5 м, были получены такие даты: $15\ 460 \pm 320$, $14\ 320 \pm 330$ и $12\ 340 \pm 270$ лет. Нам представляется, что со второй фазой похолодания сартанского оледенения можно связать формирование верхней части аллювия первых террас транзитных рек Западной Сибири.

Примерно к такому же выводу пришел С. А. Лаухин [1966], изучавший террасы Ангары. Приведенный им материал подтверждает накопление большей части аллювия вторых и первых террас в условиях достаточно мягкого и относительно теплого климата каргинского времени. При этом он отмечает, что формирование I террасы закончилось в сартанское время. С сартанским временем Д. П. Финаров [1964] связывает накопление супесей во вскрывающейся у с. Кокорева I террасы, отложения которой им объединены в кокоревский горизонт.

Спорово-пыльцевые спектры, изученные из отложений II террасы Тобола, свидетельствуют об изменении климата во времени от теплого к более холодному. Из пневого горизонта, захороненного в основании аллювия этой террасы у с. Липовка, была изучена древесина. Ее возраст оказался равным $30\ 700 \pm 300$ лет, что хорошо увязывается с приведенными выше данными о возрастном диапазоне теплого каргинского века.

Таким образом, изложенный выше материал подтверждает вывод о послезырянском возрасте осадков, слагающих вторые террасы. Их формирование началось в теплое каргинское время и закончилось в сартанское похолодание, как нам представляется, в его первую холодную фазу. Подтверждением этому является широкое развитие криогенных процессов в осадках вторых террас внеледниковой зоны Западной Сибири. Большой частью криогенные нарушения приурочены к переходным слоям между русловым и пойменным или перигляциальным аллювием. Иногда наблюдается несколько горизонтов (обычно два) криотурбаций и инволюций, образования которых С. М. Цейтлин [1965] связал с двумя фазами похолодания сартанской эпохи. Нам представляется это вполне вероятным, хотя данное положение еще и не подкреплено большим фактическим материалом. Формированием аллювия вторых террас и спускающихся к ним склоновых отложений, представленных большей частью буроватыми делювиальными суглинками, закончилась первая половина позднего этапа развития рельефа позднего плейстоцена. В общем она характеризовалась некоторым условием его контрастов, обусловленных врезом речной сети.

Вторая половина позднего этапа истории развития рельефа позднеплейстоценовой эпохи характеризовалась унаследованностью в проявлении неотектонических движений по знаку и, следовательно, по направленности основных рельефообразующих процессов, хотя в основном отвечала времени относительно неотектонического покоя. Это обусловило лишь незначительное увеличение контрастов рельефа за счет весьма слабого углубления и расширения речных долин. Развитие рельефа осуществлялось также благодаря расчленению склонов водоразделов и террас.

В конце позднего этапа амплитуды рельефа несколько увеличивались только по отношению к уровням аккумуляции вторых и первых террас. Некоторое исключение составляют лишь предгорья Алтая (Бийское Приобье), где отчетливо фиксируется переуглубление речных долин [Адаменко, 1963]. В бассейне Оби к северу от с. Самарова [Лазуков, 1961] и в бассейне Иртыша [Каплянская, Тарноградский, 1966] подошва аллювия первых террас расположена примерно на уровне современных рек.

В приуральской зоне Западно-Сибирской равнины и в предгорьях Урала врезы внутрисартанского времени были также незначительными [Сухоруков, 1965а, б; Стефановский, 1963; Лидер, 1963, 1965]. Там на поверхности первых террас, имеющих в основном песчаный состав аллювия, который накапливался в благоприятные климатические условия (лесной тип спектров), довольно часто встречаются голоценовые торфяники. В свою очередь, они нередко перекрыты голоценовым аллювием, поскольку поймы имеют примерно одинаковую высоту со сниженными участками I террасы.

Более отчетливо литологически и геоформологически первые террасы обособляются в долине Иртыша, где они достигают значительной ширины, а мощность аллювия составляет 10—15 м. Здесь, а также в приобской половине Западно-Сибирской равнины для аллювия первых террас характерны те же общие закономерности в строении и сочетании фаций, которые присущи типичным аллювиальным свитам [Шанцер, 1951, 1966]. Результаты палинологического изучения аллювия первых террас Иртыша свидетельствуют о том, что его формирование началось в умеренно теплом климате, а закончилось в обстановке отчетливого похолодания. Эти данные хорошо увязываются с палинологическими материалами, полученными в Приуралье [Соболев, 1963; Стефановский, 1963, 1965; Лидер, 1963, 1965] и Нижнем Приобье [Лазуков, 1959а, б; 1960г; Голубева, 1960; Левковская, 1966]. Одновременно с этим все они свидетельствуют об отчетливо выраженной зональности растительного покрова.

В пределах Полярного и Приполярного Урала аллювий первых террас значительно сокращается по мощности за счет выпадения из разрезов пойменных фаций, становится более крупнозернистым и переходит во флювиогляциальные отложения сартанского оледенения [Боч, 1957].

Валунно-галечниковый материал в составе первых террас характерен и для предгорий Алтая (реки Бия и Катунь). По мере удаления от предгорий в разрезах начинают преобладать разнозернистые пески с редкой примесью гальки, которая затем сменяется среднезернистым аллювием. В связи с переуглублением при мощности аллювиальных накоплений I террасы 20—25 м постель аллювия расположена на 10—15 м ниже уровня воды [Адаменко, 1963]. В Барнаульском Приобье, в области некоторого неотектонического опускания, где террасовый комплекс довольно хорошо изучен В. А. Мартыновым [1966] и А. М. Малолетко [1963], для аллювия I террасы характерен более глинистый состав, чем в области северо-западного погружения Колывань-Томской складчатой зоны, охватывающей Новосибирское Приобье [Борзенко и др., 1964]. Здесь в отдельных участках речных долин аккумулятивные террасы сменяются аккумулятивно-эрозионными и эрозионными, что свидетельствует о довольно значительной тектонической активности этого района.

В Среднем Приобье и Среднем Прииртышье в составе аллювия первых террас часто встречаются отложения пойменной группы фаций. На поверхности террас довольно широко распространены торфяники, иногда достигающие значительной мощности (2—3 м). Постель аллювия в этих районах, для которых характерен отрицательный знак неотектонических движений, несколько опущена по отношению к урезу воды.

Для аллювия I террасы Енисея характерно широкое развитие базальных фаций, представленных грубым кластическим материалом — более грубым, чем в бассейнах Оби и Иртыша. Фации пойменного и половодного типа обычно приурочены к верхней части разреза террасы. Этот своеобразный аллювий перигляциального типа формировался в основном в условиях холодного климата, что подтверждается палинологическими данными [Гричук, 1961а, б; Горшков, 1966] и криогенными текстурами, приуроченными к этим осадкам.

Врезы внутрисартанского потепления, предшествовавшие накоплению аллювия первых террас, по глубине примерно соответствуют врезам каргинского времени [Равский, 1966; Цейтлин, 1965], которые предшествовали накоплению аллювия вторых террас. Они располагаются вблизи меженного уровня современного Енисея.

Аналогичный ход событий восстанавливается в более северных районах бассейна Енисея. Однако здесь врезы проявлялись более дифференцированно и зависели от особенностей тектонического строения территории. Поэтому аллювиальные накопления первых террас, образование которых рядом исследователей связывается с сартанским оледенением, то погружаются ниже уровня воды, то покоятся на довольно высоком доколе, что наиболее часто наблюдается по правобережью Енисея.

Отмеченные взаимоотношения аллювиальных отложений вторых и первых террас с озерно-, водно-ледниковыми и ледниковыми отложениями сартанского оледенения прослеживаются в хр. Путорана. В работах С. А. Стрелкова [1959] и Ю. П. Пармузина [1969] достаточно полно описаны экзарационные формы рельефа (бараньи лбы, курчавые скалы), а также аккумулятивный ледниковый рельеф с хорошо выраженными конечно-моренными грядами высотой до 15—20 м, сложенными преимущественно валунными суглинками.

С. М. Цейтлин [1964] отметил, что сартанские валунно-галечные отложения слагают II террасу Ниж. Тунгуски. Они коррелируют с отложениями I террасы Енисея и лежат на аллювии каргинского времени. Фиксирующийся здесь внутрисартанский размыв во времени совпадает с теплой фазой климата. Это потепление хорошо обосновывается материалами палинологических исследований генетически различных осадков. К сожалению, палинологически не охарактеризованными остались межморенные косослоистые пески и супеси общей мощностью около 7 м, разделяющие в хр. Путорана две морены, которые С. М. Цейтлин [1965] отнес к сартанскому оледенению. Несмотря на это, высказанные положения в известной степени подтверждаются данными, приведенными в работе А. П. Пуминова [1959], по изменению климатической обстановки в послезырянское время. На основании палинологических исследований, он выделил кроме максимальной фазы потепления зырянского оледенения три теплые подфазы, которые были разделены периодами похолодания. В соответствии с колебаниями климата происходили изменения растительного покрова, которые позволили ему [Пуминов, 1964] последнюю фазу похолодания сопоставить с заключительными этапами формирования аллювия первых террас.

Наметившуюся фазу похолодания можно сопоставить со второй стадией сартанского оледенения, которая, как полагают С. М. Цейтлин [1965] и Н. В. Кинд [1965], была кратковременной и менее холодной. С данной фазой, а также с более ранней холодной фазой сартанского века, вероятно, связана активизация эоловых процессов, обусловившая развевание аллювия на поверхности первых и вторых террас внеледниковой зоны равнины, особенно в ее южных районах. По-видимому, с этим же связано развевание песков древних задровых полей, принадлежащих различным стадиям покровного оледенения и широко развитых на водораздельных пространствах севернее Сибирских Увалов. Вероятно, развевание было неоднократным и в основном возобновлялось во вторую половину похолоданий, соответствующую сухому холодному климату — их криоксеротическим стадиям [Ревердатто, 1940; В. П. Гричук, М. П. Гричук, 1960].

Таким образом, позднечетвертичная эпоха в целом является эпохой становления современного рельефа, а по отношению к предшествовавшим этапам — эпохой усиления его контрастов. В развитии речных долин, определивших в конечном итоге особенности современного рельефа, отмечаются нарастающая роль глубинной эрозии и ослабление процес-

сов бокового размыва. При этом наиболее активная роль бокового размыва характерна для самого раннего этапа развития рельефа позднего плейстоцена, что привело к формированию обширных аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин более высоких (четвертого и третьего) морфологических уровней, осадки которых большей частью покоятся на высоком цоколе.

На позднем этапе развития рельефа позднего плейстоцена ослабился боковой размыв. Это обусловило формирование вторых и первых террас, которые, несмотря на свою значительную ширину, все же уже, чем озерно-аллювиальные равнины более высоких уровней аккумуляции.

Развитие рельефа междуречий осуществлялось в известной мере в соответствии с развитием гидрографической сети, определяющей направление плоскостного смыва и, следовательно, элювиальных, делювиальных и суффозионных процессов. Выше уже говорилось о двух генерациях суглинков, широко распространенных и развитых преимущественно на склонах современных водораздельных пространств. В пределах речных долин за счет развития аллювия формировался наложенный аккумулятивный рельеф, в строении которого особую роль играют «приречные долины» и в различной степени всхолмленные «боровые пески». Оживление золовых процессов более характерно для позднего этапа развития рельефа позднплейстоценовой эпохи.

Современное преобразование рельефа

В голоцене больше, чем когда-либо, геоморфологическое положение той или иной территории являлось определяющим фактором развития рельефа, так как к этому времени в связи с врезанием речной сети контрасты рельефа достигли наибольших величин, обусловили геоморфологическое обособление водораздельных пространств и речных долин. Такое обособление, по существу, и определило характер проявления основных рельефообразующих процессов, протекающих неодинаково в различной геоморфологической обстановке. Оно обусловило, с одной стороны, консервацию рельефа водоразделов, а с другой — омоложение рельефа в пределах речных долин и окаймляющих их склонов.

В раннем голоцене окончательно определились основные особенности геоморфологического строения междуречных пространств. В связи с этим в развитии аккумулятивных равнин разного возраста, возвышающихся над поймами, большую роль стала играть растительность [Городков, 1916; Ильин, 1930; Шумилова, 1949; Елизарьева, 1959а, б; и др.]. Развитие фитоценозов, по сути дела, и определило особенности ландшафтов Западно-Сибирской равнины.

В голоцене продолжалось выравнивание понижений рельефа вследствие накопления в них тонкозернистых иловатых делювиальных осадков, а также интенсивного заболачивания с образованием обширных торфяных залежей. Одновременно с этим происходила постепенная деградация озер — они зарастали, превращаясь в болотные массивы различных размеров. В процессе своего развития торфяники нередко «мигрировали» на повышенные участки и погребали их. В составе развивавшихся таким путем болотных массивов, занимающих обширные пространства Западной Сибири, формировался своеобразный мезо- и микро-рельеф [Пьявченко, 1952, 1955, 1963; Покрасс, Кац, 1953; Лунгерсгаузен, 1955; Земцов, Шацкий, 1959; Орлов, 1959, 1965а, б, 1968]. Это или беспорядочный бугристый рельеф ям — сфагновых болот, покрытых чахлой древесной растительностью, или закономерно ориентированный рельеф грядово-мочажинных болот междуречных пространств. Его развитие идет в соответствии с течением болотных массивов. Последние обуславливают не только морфологическое строение, но и направленный дренаж водораздельных торфяников. Все это отразилось на рисунке

болотных массивов. В соответствии с направлением стока формировались неглубокие ложбины, довольно хорошо выраженные в пределах торфяных массивов. Дренажные ложбины способствовали пышному развитию фитоценозов и, следовательно, обеспечивали формирование своеобразных грив. Морфологическая их обособленность, в свою очередь, обеспечила более благоприятные условия для развития растительности — вначале кустарниковой, а затем и древесной, еще более подчеркивающей рисунок мезо- и микрорельефа болот. Относительно пониженные и более обводненные участки болотных массивов способствуют развитию вторичных озер. Их конфигурации подчинены общему рисунку болот рассматриваемого типа и направлению течения болотных масс. В зависимости от общей географической обстановки и медленных неотектонических движений положительного и отрицательного знаков осуществлялось и развитие водораздельных пространств: они то частично осушались, а болотные массивы сокращались, то снова заболачивались, а болота «трансгрессировали» на более дренированные участки.

В развитии рельефа тундровой зоны большую роль играют различные полигональные системы, возникающие при периодическом промерзании и оттаивании грунтов. Изучение бугристых торфяников этой зоны позволило Н. И. Пьявченко [1955] выделить два этапа формирования. Они отделены перерывом в накоплении торфяной массы, которому отвечают размыв и формирование «ложбин стока» в торфяниках. Н. И. Пьявченко связал это с некоторым потеплением климата в голоцене, вызвавшим деградацию мерзлоты и впоследствии обусловившим формирование новых торфяных залежей в эрозионных понижениях рельефа. Возраст эрозионных форм рельефа, выработанных в торфяных залежах, определяется в 2—3 тыс. лет, а время похолодания, вызвавшего новое появление мерзлоты, приходится примерно на границу среднего и позднего голоцена.

Зона тундр южнее сменяется подзоной северотаежных лесов [Орлов, 1965б, 1968], простирающейся к северу от Сибирских Увалов. Широко развитые обширные заболоченные пространства чередуются здесь с массивами «черневого» леса и основными борами с ягельниками. Преобладают болота с мелкобугристыми торфяниками [Кац, 1948, 1960б] и болота грядово-мочажинного типа, распространенные более широко в южных районах этой подзоны.

Южнее, до широт рек Демьянка, Васюган и Кас, прослеживается подзона среднетаежных лесов, в которой широко распространены грядово-мочажинные болота, окаймляющие небольшие массивы черневой тайги и примыкающие к ним рямовые болота. Различные их сочетания, находящиеся в зависимости от общего хода развития того или иного района подзоны, создают, как отмечает В. И. Орлов, причудливую мозаичную поверхность.

В ландшафтах, расположенных несколько южнее, увеличивается роль сосново-сфагновых болотных массивов (рямов), чередующихся с грядово-мочажинными болотами и лесными массивами. Последние развиты преимущественно на приречных наиболее дренированных участках территории, выделенной В. И. Орловым в подзону южнотаежных лесов. К югу от ее южной границы, следующей примерно по линии Тюмень — р. Тара — среднее течение Чулыма, начинается постепенное преобладание лиственных осиново-березовых лесов, образующих южную подзону лесоболотной зоны Западной Сибири. Для нее характерна «разорванность» лесных массивов тростниковыми и осоковыми болотами и участками лесостепи.

И наконец, к югу от линии г. Ишим — оз. Убинское лесоболотная зона сменяется степной, заболачиваемость которой проявляется довольно слабо и вызывает формирование массивов тростниковых и крупноосоковых болот. Большое значение в развитии рельефа этой территории име-

ет аккумулятивная и абразионная деятельность широко развитых озер. В области развития минерализованных озер с засолением связано формирование солончакового мезо- и микро рельефа.

Определенную роль в развитии рельефа Западно-Сибирской равнины играют эоловые процессы. Однако в современную эпоху природный эоловый фактор проявляется слабо, главным образом в южных районах Кулундинской степи. Роль эоловых процессов в развитии рельефа водораздельных равнин в голоцене также незначительна. Исключение в этом отношении составляют лишь явления ветровой эрозии почв в районах сельскохозяйственной зоны Западной Сибири, которые в последние годы были приостановлены благодаря проведению эффективных противоэрозионных мероприятий.

На границе плейстоцена и голоцена приходится фаза крупного размыва, имеющего региональный характер. Она отчетливо проявилась в пределах речных долин Западно-Сибирской равнины и ее обрамления. По-видимому, некоторое исключение в этом отношении составляют отдельные районы приуральской части, где наблюдается наложение пойменных фаций голоценового аллювия на отложения первых террас. Это свидетельствует о некотором неотектоническом покое или даже об их опускании по отношению к смежным районам.

Врезами, предшествовавшими накоплению аллювия пойм, в целом было обусловлено значительное углубление речных долин ниже подошвы аллювия первых террас рек Западно-Сибирской равнины. Перепад высот ложа террас и пойм составляет 10—20 м, а иногда и больше. Переуглубление речных долин характерно для приустьевых участков Оби и Енисея. Например, в долине нижней Оби врезы достигают глубины 20—30 м. Они заполнены крупно- и грубозернистым аллювием, в строении которого встречается и галька. Залегающий выше аллювий, непосредственно слагающий пойменные террасы, покоится на хорошо разрабатанном и более широком ложе. Нередко мощность его достигает 30—40 м, что свидетельствует о значительном опускании этой части равнины в раннем голоцене и усилении аккумуляции [Лазуков, 1959а, 1960г, 1961].

В приустьевой части Енисея мощность голоценовых осадков достигает 60 м. Выше по течению Оби и Енисея мощности аллювия достаточно быстро падают до 20—30 м, после чего постепенно уменьшаются вверх по долинам до 10—12 м. Для отдельных районов, испытавших довольно активные неотектонические движения, характерны значительные колебания мощности аллювия пойм в сторону значительного увеличения или резкого сокращения, иногда почти до нулевых значений. В первом случае наблюдается изменение фациального состава аллювия в сторону преобладания тонкозернистых осадков. В областях проявления положительных движений обычно развит грубо- и крупнозернистый аллювий.

В центральных и южных районах Западно-Сибирской равнины столь глубоких врезов, как на севере, не наблюдается. Здесь предголоценовому времени соответствует интенсивный боковой размыв, вызвавший разработку широких речных долин. Вполне возможно, что формирование крупнозернистого аллювия, слагающего базальный горизонт голоценовых осадков поймы внеледниковой зоны, проходило в раннем голоцене. Этот этап характеризуется наиболее резкими контрастами рельефа, амплитуда которого достигла наибольших величин за вторую половину четвертичного периода. Заключительный отрезок времени голоценовой эпохи отвечает формированию аллювия пойм и становлению их рельефа. Он характеризуется выравниванием рельефа, поскольку эрозионная деятельность в этот период заметно ослабела.

В строении аллювия пойм Западно-Сибирской равнины довольно отчетливо отражены общие закономерности, характерные для аллювия рав-

нинных рек умеренного пояса [Шанцер, 1951], здесь представлены основные группы фаций и субфаций, охарактеризованные в работах Н. И. Николаева [1947], Ю. А. Лаврушина [1963, 1966] и Г. И. Горецкого [1947, 1964]. Мы отметим лишь основные черты строения пойм и слагающего их аллювия. Повсеместно более или менее полно развиты фации руслового и пойменного аллювия. Их формирование осуществлялось по-разному и протекало в зависимости от общих гидродинамических условий. В связи с этим в речных долинах Западно-Сибирской равнины широко распространены отличные по условиям формирования и морфологии два типа пойм. Это поймы меандрирующих и немеандрирующих рек. Для последних характерна фуракация русла.

К немеандрирующим рекам относятся главнейшие магистральные реки (Енисей, Обь и др.), имеющие широкие долины. Например, в долине Оби пойма достигает ширины 80—90 км. Русла этих рек образуют очень пологие изгибы, разветвляясь на массу рукавов и притоков. Все это находит отражение в особенностях формирования аллювия и определяет морфологию пойм. Формируются поймы немеандрирующих рек путем последовательного причленения изолированных островных массивов, образующихся из осередков, в связи с чем рельеф пойм характеризуется в общем обилием крупных гряд и ложбин различных очертаний и размеров, но большей частью линейно вытянутых или слабизогнутых в плане. Подчиненное значение имеют более мелкие борозды и гривы — реликты сегментного строения, развитые локально на отдельных участках пойм (бороздовая пойма М. П. Нагорского), а также следы вееров блуждания водных потоков серповидной формы, отличающихся большим радиусом кривизны.

Для меандрирующих рек Западно-Сибирской равнины характерен несколько иной тип строения пойм. Они формировались в основном за счет причленения отдельных сегментов, образующихся в процессе развития меандров при боковом перемещении потоков. Рельефу этого типа свойственно наличие борозд или ложбин и разделяющих их грив в основном серповидных очертаний. Таким поймам присуще также обилие озер аналогичной конфигурации и более мелких форм — следов вееров блуждания водных потоков незначительного радиуса кривизны.

Палинологические материалы А. П. Пуминова [1951, 1959, 1964], М. П. Гричук [1957, 1961а, б, 1966], А. И. Стрижовой [1962] и др. свидетельствуют о соответствии времени формирования отложений пойм нескольких фаз развития растительного покрова, отражающих сравнительно незначительные колебания климата голоценовой эпохи. В целом они укладываются в те же фазы развития растительности, которые были установлены при изучении торфяников, развитых на водораздельных пространствах и первых террасах [Н. Я. Кац и С. В. Кац, 1946; Нейштат, 1952, 1957]. Только в разрезе торфяных залежей отдельные фазы развития растительности выражены более полно и в большинстве случаев охватывают этапы формирования от раннего до позднего голоцена.

В абсолютном летоисчислении продолжительность голоцена по датировкам, имеющимся в Западной Сибири, может быть принята примерно как 9—10 тыс. лет. Цифры в 8500 ± 250 лет получены из нижней части (глубина 3 м) торфяников, залегающих на II террасе Мал. Хеты [Кинд, 1965]. По спорово-пыльцевым данным, здесь преобладает пыльца ели (95%). Кверху ее содержание, заметно снижаясь, замещается следами березы, что свидетельствует о похолодании климата. Цифра 6800 ± 200 характеризует среднюю часть торфяника на глубине 1,3 м, а 4610 ± 120 — на глубине 0,5—0,8 м. Учитывая имеющиеся палеоботанические материалы, Н. В. Кинд [1965] делает вывод о соответствии голоценового климатического оптимума интервалу времени 8500—4500 лет до современности. Для более поздних голоценовых отложений, вскрывающихся в разрезе видимой части поймы Енисея в низовье Мал. Хеты,

были получены следующие датировки: 220 ± 140 лет (глубина 0,25 м); 765 ± 85 лет (глубина 1,3 м); 3700 ± 100 (глубина 3,5 м) и 4300 ± 160 лет (глубина 6,8 м).

Небезынтересно отметить, что временной интервал голоценового климатического оптимума Западной Сибири является почти одновременным как для европейской части СССР, так и для Западной Европы и включает вторую половину бореального и все атлантическое время.

В основном рельеф голоценовой эпохи развивается в ее вторую половину, охватывающую климатический оптимум и поздний голоцен. Со временем климатического оптимума на севере Западно-Сибирской равнины связываются деградация вечной мерзлоты и образование озерных впадин. В обширных поймах севера Сибири эти процессы обусловили постепенное преобразование озер-старич в озера округлой формы [Стрелков, 1965а].

С поздним голоценом, характеризующимся некоторым похолоданием климата, по-видимому, связано формирование верхних горизонтов отложений поймы, обычно представленных тонкозернистыми и пылеватыми осадками пойменных фаций. Этому времени отвечают смещение растительных зон к югу, становление современной географической зональности и усиление роли эоловых агентов. В результате переведения на севере равнины образовались обширные поля холмистого эолового рельефа. Южнее, в верхних частях бассейнов Надыма и Пура, современными эоловыми (перевейными) песками, мигрирующими по поверхности древних зандровых равнин и речных террас, иногда почти нацело засыпаны массивы широко развитой боровой растительности.

В позднем голоцене на развитие рельефа пойм, а также равнин более высоких морфологических уровней и водораздельных пространств, геоморфологическая характеристика которых дана С. С. Воскресенским [1958], большое значение оказало формирование растительных формаций. Развитием фитоценозов были обусловлены также особенности растительного покрова современных географических ландшафтов и естественных природных зон, оформление которых относится к поздним фазам голоцена [Орлов, 1965б, 1968].

Таким образом, голоценовая эпоха может считаться эпохой выравнивания и консервации рельефа междуречных пространств. Усиление контрастов наблюдается лишь на склонах и в речных долинах.

РЕСТАВРАЦИЯ ЛОЖБИН СТОКА

Первые фрагменты древней гидрографической сети в виде ложбин стока на территории Западно-Сибирской равнины были описаны очень давно многими исследователями. О широком развитии ложбин в районах Приобского плато свидетельствует ярко выраженная система ленточных боров. Благодаря присутствию древней долины р. Камышловка они хорошо известны также и в пределах Иртыш-Ишимского междуречья. Не менее выразительные ложбины стока в последние годы установлены в районах Ишим-Тобольского водораздела. Здесь по системе реликтовых озер, а в ряде случаев и по морфологическим очертаниям самих долин, можно проследить сильно укороченные притоки рек Тобол и Иртыш (Вагай, Суерь, Емец и др.). Приведенные данные не оставляют сомнений в том, что ложбины стока формировались на весьма значительной территории южных равнин Западной Сибири, однако многие годы у нас не было сведений об их плановом расположении.

Для решения поставленной задачи мы использовали новейшие материалы космической информации. Анализ полученных данных убедительно подтвердил широкое развитие древних ложбин стока на всей территории южных равнин Западной Сибири и наглядно показал, что

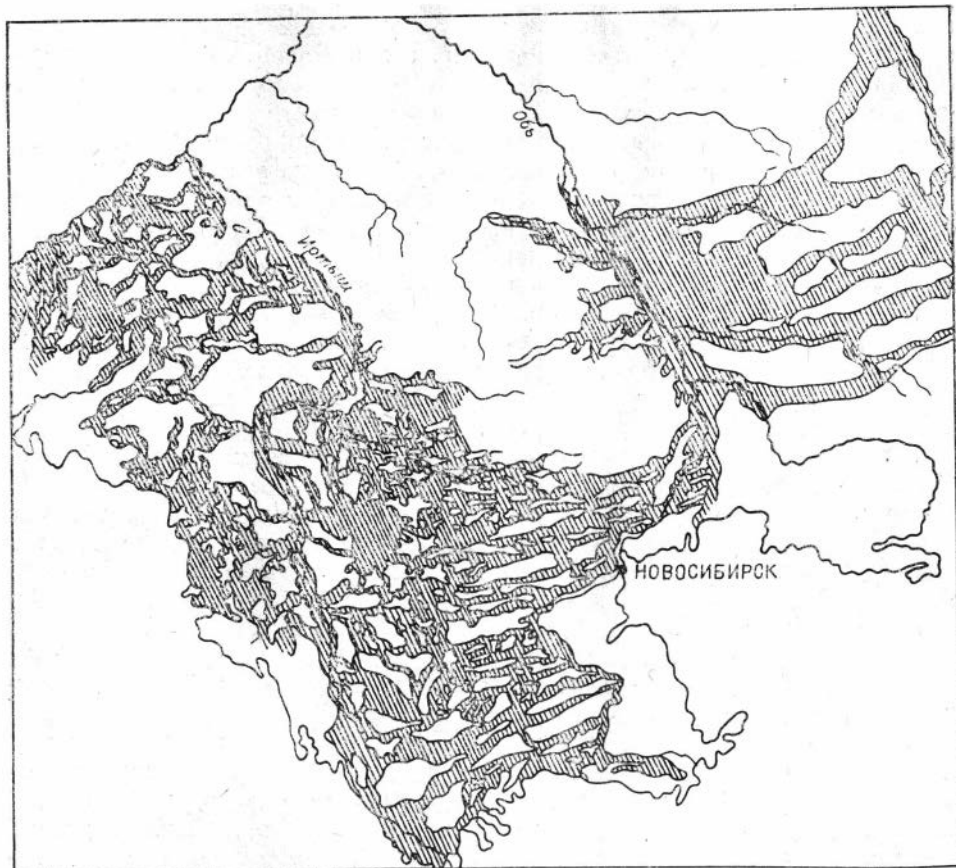


Рис. 9. Схема реставрации планового расположения древних ложбин стока на территории Западно-Сибирской равнины.

характер их пространственного расположения в определенной степени зависел от истории естественно-исторического развития региона и от господствующей ориентировки основных уклонов его земной поверхности. В общей форме система ложбин стока подчинена также и конфигурации палеозойских структур южного обрамления Западно-Сибирской равнины (за исключением Тургайского пролива). По новейшим картографическим материалам, ложбины стока никогда не сбрасывали свои воды в Среднюю Азию, а, подчиняясь орографическому плану Северного Казахстана, верообразно раскрывались в северном направлении в область максимального прогиба Ханты-Мансийской впадины (рис. 9). Приведенная схема впервые отражает оригинальную реставрацию планового расположения древних ложбин стока и представляет большие возможности в организации планомерных работ по изучению истории развития ложбин и практического использования их в мелиорации.

Одно из существенных достоинств космических фотоснимков — генерализуемость изображения с уменьшением масштаба съемки. Природные границы (линейные, диффузионные и мозаичные) при генерализации ведут себя по-разному. Мозаичные постепенно переходят в диффузорные и далее в линейные (при сохранении мозаичности); диффузорные становятся более контрастными, хорошо видимыми и далее переходят в линейные контуры; линейные контуры с уменьшением масштаба космического снимка выравниваются (за счет уменьшения извилистости) и различаются наиболее четко. Линейные объекты поддаются большему уменьшению, чем точечные. С уменьшением масштаба космического

снимка меняется его дешифрируемость, изменяются элементы изображения объектов (форма, размер, тон); происходит обобщение тонов, перестройка изображения, перестройка и обновление рисунка. Полутона исчезают постепенно, в зависимости от величины контура; исчезает часть мелких объектов, оказываясь за порогом разряжения, другие, благодаря некоторой концентрации фототона, становятся четко различимыми.

Дешифрирование древней гидрографической сети по космическим снимкам — довольно трудоемкий процесс, посильный опытному дешифровщику и требующий учета дополнительных материалов, знание дешифровщиком специальных дисциплин и анализа особенностей природной обстановки исследуемого региона. Интерпретация космических фотоснимков в сочетании с данными аэросъемками, картографическими материалами и фактическими итогами полевых исследований дает возможность обнаружить древнюю гидрографическую сеть и ее связи с современной системой речных долин.

Анализ материалов дешифрирования космических снимков Ишим-Тобольского водораздела подтверждает, что наиболее распространенная форма рельефа указанной области — ложбины древнего стока, которые получили четкое изображение на снимках благодаря приуроченности к ним почв, отличных от почв прилегающих участков. Ветвящиеся светлые узкие и широкие полосы соответствуют мелким и крупным ложбинам стока, а овальные светлые и темные пятна различной величины отражают характер развития озерных систем в долинах.

В отличие от других районов южных равнин Западной Сибири ложбины стока Ишим-Тобольского водораздела образуют весьма густую разветвленную сеть бывших водотоков. Несмотря на кажущуюся хаотичность в плановом расположении ложбин, ясно прослеживаются два ведущих направления. Одна группа (восточная) отражает два основных потока, направленных на север и сливающихся в районе верховий р. Емец в один. Другая (западная) имеет два параллельных потока, направленных на северо-запад, и один второстепенный (с направлением на север), вливающийся далее в один из основных. Западная группа ложбин стока в их нижнем течении занимает реки Суерь и Кизак. В центральной и северной частях Тобол-Ишимского междуречья обе группы связаны рядом параллельных более узких ложбин, ориентированных с юго-запада на северо-восток. Судя по общей конфигурации ложбин стока, а также по рельефу местности, обе группы связаны в южной части описываемого междуречья с долиной р. Ишим и, вероятно, являлись в эпоху обильного обводнения ареной большого размыва.

Таким образом, на основании анализа имеющихся материалов аэрокосмической съемки можно предположить, что Ишим-Тобольское междуречье перенесло не одну эпоху обильного обводнения, во время которых формировались многочисленные ложбины стока, конфигурация и направление которых говорит о том, что наряду с общим уклоном на север поверхность междуречья в южной части наклонена в северо-западном направлении, а северная часть имеет местный (северо-восточный) наклон. Кроме того, из общего обзора космических снимков видно, что наиболее широкие части долин древних русел созданы частыми кратковременными потоками вод, узкие — долговременными.

Древняя гидрографическая сеть Ишим-Иртышского водораздела представлена в основном более постоянными водотоками, ранее связывающими Иртыш и Ишим. На топографических картах хорошо отображены лишь морфологические особенности «Камышловского лога», который в эпоху обводнения, возможно, являлся руслом Ишима. На космических фотоснимках отчетливы озера Ишим-Иртышского водораздела (Шаглыте-виз, Калибек, Киши-Карой, Улькен-Караой, Эбейты, Теке, Кызылкак, Силетитениз, Жалаулы, Шурексор и др.), имеющие весьма значитель-

ные размеры по сравнению с озерами Тобол-Ишимского междуречья, а также явные связи между ними в виде выдержанных водотоков.

Анализ новейших космических материалов дает возможность на территории Обь-Иртышского водораздела выделить 1) область длительного функционирования ложбин древнего стока; 2) область ложбин стока периодического развития; 3) область широких разливов древнеаллювиальных дельтовых равнин. Первая приурочена к наиболее возвышенным территориям Обь-Иртышского водораздела, третья — к пониженным районам Кулунды и Барабы и на промежуточных абсолютных отметках широко распространены менее отчетливо выраженные ложбины стока (вторая область), морфология которых в большей степени отражает эрозионную и аккумулятивную деятельность временных водотоков с периодами их интенсивного развития.

При реставрации древней гидрографической сети мы специально вышли за границу южных равнин Западной Сибири с целью характеристики ее планового расположения в пределах Обь-Енисейского междуречья. Наличие ложбин стока здесь установлено очень давно. В свое время долины древних ложбин стока Кас-Кетского водораздела были использованы при сооружении первого в Сибири судоходного канала. Проведенная реставрация показала, что в бассейне Каса и Кети развиты две очень мощные палеодолины, к которым приурочена сложная серия более мелких второстепенных ложбин. Часть их доходит не только до Оби, но и прослеживается в районах Кеть-Чулымского, Томь-Чулымского и Обь-Томского междуречий. Система древних долин стока бассейна рек Кеть и Кас поражает грандиозностью и масштабностью флювиальных процессов. Это говорит о том, что резкое сужение долины Енисея в зоне развития докембрийских и палеозойских отложений Енисейского кряжа обусловило возникновение большого естественного водохранилища в эпохи обводнения с переливом вод Енисея не только в долину Оби, но и в степные районы юга Западной Сибири. Подобная картина в эпохи обводнения наблюдалась и в бассейне верхнего течения Оби вследствие двух пережимов ее долины в областях развития палеозойских образований у Камня-на-Оби и Новосибирска. К сожалению, реставрированные долины и ложбины древнего стока Западной Сибири изучены еще очень слабо. Предварительные соображения по этому вопросу освещены нами при описании рельефа и основных этапов формирования современной речной сети. Совершенно ясно, что на протяжении четвертичного периода долины и ложбины стока неоднократно возникали и отмирали в разное время, но значительная часть их, которую мы наблюдаем сейчас, формировалась и подновлялась в позднем плейстоцене и голоцене, некоторые из них функционировали и в историческое время.

ГРИВНЫЙ РЕЛЬЕФ ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ *

К двадцатым годам нашего столетия в результате проведения маршрутных исследований сложились определенные представления о широком развитии своеобразных форм гривного рельефа в степных и лесостепных районах юга Западной Сибири. На протяжении многих лет эти формы последовательно развивались, и в настоящее время существует единое мнение о весьма широком распространении гривных ландшафтов на территории Алтайского края, Новосибирской, Омской, Павлодарской, Северо-Казахстанской, Курганской и Тюменской областей. Подобные представления, например, изложены во втором томе последнего издания Большой Советской Энциклопедии [1970] при описании природных условий Барабинской степи. При этом высказываются совершенно ошибочные выводы о том, что крупнейшие озера Западной Сибири (Чаны, Убинское и др.) занимают межгривные понижения. Мы считаем,

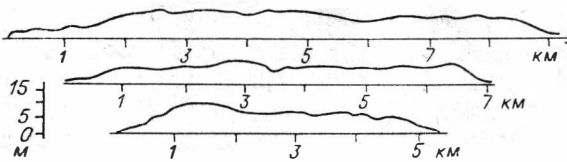


Рис. 10. Продольные профили грив.

массового распространения классических форм гривного рельефа, а рельеф водосбора оз. Убинское имеет совершенно иное строение.

Сложившиеся представления о широком развитии гривного рельефа на значительной территории Западной Сибири оказали решающее влияние на практическую реализацию большого плана мелиоративных работ. Наличие грив и межгривных понижений не только значительно усложняет и удорожает строительство тех или иных мелиоративных систем, но и вызывает вполне обоснованные опасения возможного развития активных процессов вторичного засоления почв и грунтовых вод. Многолетняя практика показала, что на территории развития гривного рельефа бороться с указанными явлениями очень трудно. В связи с этим на протяжении ряда лет проведение мелиоративных работ в степных и лесостепных районах южных равнин Западной Сибири планируется в очень малых объемах.

В свете высказанных положений встал вопрос о строгом научном обосновании сложившихся представлений о широком развитии гривного рельефа. Для решения поставленной задачи были проведены специальные исследования, результаты которых излагаются в нашей работе.

На юге Западной Сибири встречаются отдельные районы с широким развитием своеобразных форм мезорельефа, называемых гривами. Под термином «грива» некоторые исследователи [Миханков, 1960; Вельмина, 1964; и др.] понимают как формы мезорельефа Барабы, Ишимской степи, гряды северной части описываемой территории, так и формы макро-рельефа (увалы), наблюдаемые в Приобье Кулундинской степи. Гривы представляют собой длинные, линейно вытянутые, узкие, с пологими, но довольно четко выраженными склонами грядоподобные повышения, имеющие однообразную ориентировку в определенных районах. Длина их может превосходить ширину от 4—5 до 20, а иногда и до 35 раз. Длинные оси грив в основном параллельны между собой. Относительная высота колеблется от 3—4 до 16—18 м. Высота одной и той же гривы в различных частях может значительно изменяться. Это происходит как за счет неровности дна межгривных понижений, так и вследствие разной абсолютной высоты вершины. Это хорошо видно на построенных нами продольных профилях, полученных по результатам гипсометрического нивелирования, выполненного по гривам, расположенным в различных районах (рис. 10). В продольном профиле наблюдаются иногда уплощение одного или обоих концов грив и постепенное слияние с окружающими равнинными пространствами.

Склоны многих грив несут на себе следы эрозии, проявляющейся в виде мелких углублений, направленных в сторону межгривного понижения. Крутизна склонов от 0,5 до 5—6°. Наибольшей крутизны достигают склоны у грив причановской части Барабы. Юго-западный и северо-западный склоны бывают или симметричны или асимметричны. В последнем случае вершина гривы приближена, как правило, к тому из склонов, крутизна которого больше.

Выполненные нами путем геометрического нивелирования несколько десятков поперечных профилей грив не подтвердили утверждения некоторых авторов [Покрасс, Базилевич, 1954; Григорьева, 1957] о том, что северные склоны более пологие, чем южные. Из 50 грив, для которых построены поперечные профили, у 21 более крутым является северо-западный склон, у 19 — юго-восточный, а у 10 грив склоны симметричны.

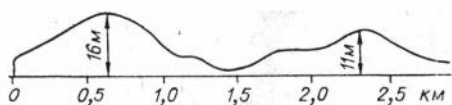


Рис. 11. Террасовидные площадки на склонах грив.

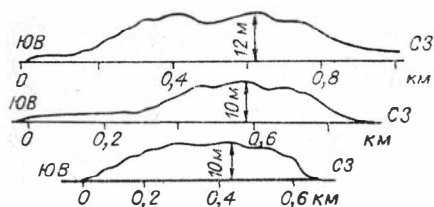


Рис. 12. Поперечные профили грив.

Иногда на склонах в их нижней части наблюдаются террасоподобные площадки. Для иллюстрации этого представлен поперечный профиль двух соседних грив с межгривным понижением между ними (рис. 11). Из рисунка видно, что на гривах со стороны межгривного понижения имеются площадки, расположенные на одном и том же гипсометрическом уровне, причем высотное положение их совпадает с таковыми межгривного понижения, расположенного к юго-востоку от левой гривы. Несомненно, что в данном случае мы наблюдаем остатки дна межгривного понижения, существовавшего в прошлом, центральная часть которого была углублена водным потоком. Следы его заметны по разбросанным зарастающим мелким водоемам, расположенным на дне современного межгривного понижения.

Вершины у грив плосковыпуклые. По ним развиты различные по форме и глубине западины, число и размеры которых колеблются не только в различных районах, но и при переходе от одной гривы к другой на одном участке. Юго-западная часть грив в Барабе и Притюкалинской равнине имеет большее количество западин, чем северо-восточная. Подобное явление на гривах Ишим-Тобольского междуречья не отмечено. Большинство западин имеет удлиненную форму и своей длинной осью направлено вдоль гривы. Длина западин изменяется от нескольких десятков метров до 1—3 км, ширина — от 20—30 до 100 м, глубина — от нескольких десятков сантиметров до 3,5 м. На вершинах многих грив имеются несколько параллельных друг другу продольных западин, отстоящих одна от другой на 50—200 м. Наличие таких западин с разделяющими их возвышениями создает видимость существования вторичных гривок (рис. 12). Блюдцеобразные западины встречаются на гривах реже продольных, но глубина их может достигать также значительной величины, например, блюдцеобразная западина на гриве Мысовая, вдающейся в озеро Бол. Тебис, имеет глубину 3,9 м. Дно таких глубоких западин даже в летний период заболочено. Большинство западин глубиной свыше 1 м не распахивается. Дно их занято березово-осиновыми колками или травяной растительностью. На вершинах грив, расположенных в долинах рек Карасук и Бурла и сложенных в основном песками, западины не наблюдаются.

Итоги анализа топографических карт свидетельствуют о том, что форма грив в плане не всегда остается прямолинейной. Многие гривы имеют слегка извилистые очертания. Некоторые из них на юго-западном (реже — северо-восточном) конце расширены и приподняты относительно северо-восточного. Нередко встречаются гривы с самой высокой точкой в средней части. Отдельные гривы на северо-восточном конце раздвоены. На вершинах грив иногда можно наблюдать небольшие округлые повышения высотой до 1 м и поперечником до 30—40 м. Ширина грив самая различная и колеблется от 300—400 м до 1,5 км, причем изменение ширины можно наблюдать и в разрых частях одной и той же гривы.

Межгривные понижения представляют собой долинообразные плоскодонные формы рельефа, ориентированные, так же как и гривы, с запада-юго-запада на восток-северо-восток. В местах сплошного распространения грив межгривные понижения имеют ширину, соизмеримую с шириной самих грив или несколько большую. Поэтому местность при-

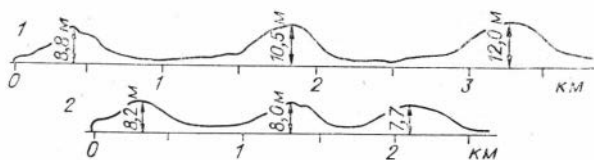


Рис. 13. Поперечные профили через фронтально расположенные гривы.

1 — у д. Чаинка; 2 — с. Староярково.

обретает здесь волнистый характер. Местами гривы находятся на весьма значительном расстоянии друг от друга, тогда они принимают вид отдельных «островов», а межгривные понижения как форма рельефа теряют свое значение. Большинство межгривных понижений занято болотами, солонцами или заболоченными водоемами. К ним же приурочено множество озер различной формы и величины. В тех местах, где в межгривном понижении расположено значительное по величине озеро, в нижней части склонов гривы можно наблюдать уступы (от одного до трех), свидетельствующие о более высоких уровнях воды в нем. Высота уступов везде равная, наибольший уступ (4 м) отмечен на гриве Высокая у с. Старогребеншиково со стороны оз. Чистое. Уступы всюду задернованы, по бровки выражены хорошо.

В низких местах дно межгривных понижений осложнено перемычками высотой 2—3 м, соединяющими две соседние гривы различными по величине и форме западинками и плоскими возвышенностями.

Сочетание грив и разделяющих их межгривных понижений, имеющих однообразную ориентировку на отдельных участках и придающих поверхности, на которой они расположены, волнистый характер, мы называем гривным рельефом.

Плотность грив в пределах даже одного района различна. В одних местах они находятся на значительном расстоянии одна от другой, в других — наблюдается их скученность. На некоторых участках они выдерживают строго параллельное направление длинных осей и расположены одна от другой с большой точностью, образуя гривные фронты, вытянутые с юго-востока на северо-запад.

При фронтальном расположении грив их вершины находятся или на одном и том же гипсометрическом уровне, или высота их постепенно уменьшается. Изменяются высоты таким образом, что вершины грив остаются лежащими в одной плоскости. Такую же картину можно наблюдать и с положением межгривных понижений. На рис. 13 приведены профили, проложенные поперек двух серий грив. На первом (у д. Чаинка) гривы расположены друг от друга на расстоянии, примерно равном двойной ширине гривы. Разность высот между соседними гривами составляет 1,5 и 1,7 м. На втором профиле (у с. Староярково) ширина межгривных понижений примерно равна ширине грив. Разность высот соседних грив составляет 0,2 и 0,3 м.

За пределами гривных фронтов вершины близлежащих грив имеют различные абсолютные отметки и какой-либо закономерности в изменении их высоты не наблюдается. Межгривные понижения в этих местах или находятся примерно на одинаковом гипсометрическом уровне, или отличаются по высоте. Максимальное различие по высоте обычно колеблется в пределах от 2 до 3 м.

Морфология, морфометрия и районирование гривного рельефа

Основными областями развития гривного рельефа на юге Западной Сибири являются Барабинская низменность, северная часть Ишим-Иртышского междуречья и Ишим-Тобольское междуречье. Незначительное число грив встречается в северной Кулунде (бассейн нижнего течения р. Карасук) и в долине р. Бурла между селами Панкрушиха и Хабары.

В результате детального анализа топографических карт и проведения полевых геолого-геоморфологических исследований установлено, что районы развития гривного рельефа приурочены лишь к областям развития древних и современных речных и озерных систем. Гривы здесь развиты только на пониженных участках междуречий и не встречаются в приподнятых водораздельных зонах, четвертичные отложения которых представлены толщей покровных делювиальных образований.

Обь-Иртышское междуречье

Барабинская низменность представляет собой плоскую, слабо приподнятую над уровнем оксапа пониженную равнину. Ее абсолютные отметки колеблются в пределах 100—120 м. Каждый район гривного рельефа Барабы характеризуется своими морфологическими и морфометрическими особенностями.

Венгеро-Таркский гривный район расположен на запад от долины р. Тартас до меридиана с. Усть-Тарка. Южная граница проходит на широте оз. Бол. Тебис, северная — примерно по линии, соединяющей северные берега озер Угуй и Байдово. Основная масса грив сконцентрирована на участке шириной до 35 км и длиной около 75 км, вытянутом почти меридионально между озерами Бол. Тебис и Угуй. К востоку и к западу от этой полосы встречаются небольшие группы грив. Для данного района характерно развитие в основном мелких грив. Максимальная длина одной гривы около 11 км. Гривы длиной до 2 км составляют 28% всего количества грив района, 2—3 км — 35%, 3—4 км — 21%, 4—5 км — 6%, 5—6 км — 7%, 6—10 км — 3%. Ширина грив по основанию от 400—600 м до 1 км, средняя высота 4—8 м, максимальная — 15 м. В целом для района характерно увеличение средней относительной высоты грив с севера на юг. Ориентированы гривы в пределах азимута 60—65°. Встречаются лишь единичные гривы, имеющие другое направление. Подавляющее большинство грив имеет в плане прямолинейную форму. На их вершинах наблюдается наибольшее по сравнению с другими районами Барабы количество западин всевозможной формы и глубины. Наличие значительного числа довольно крупных (свыше 2 км²) озер неправильной формы, расположенных в межгривных понижениях, — характерная особенность района.

Омь-Барабинский гривный район находится на востоке от вышеописанного и вытянут по долине р. Омь, располагаясь в основном в ее бассейне. Его южная граница проходит по водоразделу между бассейном реки Омь и Причановской котловиной, несколько южнее линии железной дороги Омск — Новосибирск. Северная граница находится на широте 55°40'; а восточная — по меридиану 78°90'. Наибольшая плотность грив наблюдается в широтно вытянутой полосе вдоль р. Омь. Максимальная длина одной из грив (грива Высокая в 4 км к западу от г. Куйбышева) около 19 км. Гривы длиной до 2 км составляют 18% всех грив района, 2—3 км — 36%, 3—4 км — 19%, 4—5 км — 12%, 5—6 км — 6%, 6—9 км — 9%. Ширина грив от 500—600 м до 1 км, относительная высота от 6 до 15 м. Основная масса грив ориентирована под азимутом 62—66°. Форма грив в плане главным образом прямолинейная. К межгривным понижениям этого района приурочено большое количество небольших озер грушевидной формы.

Причановский гривный район наиболее обширен по площади. Он линейно вытянут с юго-запада на северо-восток и имеет четко выраженные северо-западную и юго-восточную границы. Северо-западная граница проходит по линии, соединяющей северные оконечности оз. Чаны и оз. Тандово, юго-восточная — по водоразделу между Причановской котловиной и бассейном р. Баган, далее севернее оз. Урюм и по водоразделу между р. Карапуз и р. Каргат. Юго-западной границей является мери-

днан 76°. Гривный рельеф этого района характеризуется массовым развитием довольно больших по размерам и хорошо морфологически выраженных грив и межгривных понижений. Наибольшая плотность грив наблюдается к юго-востоку от оз. Чаны. Максимальная длина нескольких грив достигает 25 км. Гривы длиной до 2 км составляют 10% всех грив района, 2—3 км — 20%, 3—4 км — 21%, 4—5 км — 10%, 5—6 км — 8%, 6—7 км — 8%, 7—8 км — 8%, 8—9 км — 4%, 9—10 км — 4%, 10—25 км — 7%. Средняя их ширина здесь несколько уменьшается по сравнению с шириной грив других районов и достигает величин от 400—500 до 800 м. Лишь только в юго-западной и северо-восточной частях района в отдельных случаях она достигает 1,5 км. Высота колеблется в пределах 6—12 м. Встречаются отдельные гривы, имеющие высоту до 20 м. Ориентировка грив в основной массе под азимутом 60—67°. Многие из них имеют в плане изогнутые очертания. Некоторые гривы юго-восточной части района соединены перемычками, возвышающимися над межгривным понижением на 2—3 м. Большинство их размещено в виде фронтов, состоящих из 5—12 грив. Ширина межгривных понижений в участках фронтального расположения равна или несколько больше ширины самих грив, длина которых по фронту не постоянна.

В пределах акватории оз. Чаны в результате анализа аэроснимков установлено наличие значительного числа грив, расположенных в основном ниже водного зеркала.

Баганский гривный район расположен главным образом в правобережной части бассейна р. Баган. Максимальная длина грив 25 км. Гривы длиной до 2 км составляют 29% всего количества грив района, 2—3 км — 12%, 3—4 км — 15%, 4—5 км — 13%, 5—6 км — 10%, 6—15 км — 21%. Ширина грив от 600 до 1500 м, высота от 6 до 18 м. Большинство из них в плане имеет слегка изогнутую форму. Ориентированы гривы под азимутом 63—70°.

В левобережной части отдельные гривы встречаются среди большого количества хаотически расположенных бугров. Некоторые исследователи [Петров, 1948; Панадиади, 1953; Покрас, Базилевич, 1965; и др.] относят бугры, имеющие совершенно другую морфологию, чем гривы, к гривному рельефу, что, на наш взгляд, неверно. Бугры, развитые на левобережье р. Баган, имеют в плане самую различную форму, часто соединяются и не имеют ясно выраженной ориентировки. Ширина их нередко равна длине. Иногда они располагаются вокруг озер как бы петочкой. Длина бугров от 1,5 до 10 км, высота 3—6 м. На вершинах бугров изредка встречаются блюдцеобразные западины небольшой глубины (до 1 м). Склоны бугров очень пологие и крутизна их не превышает 3°. Расстояние между буграми часто в несколько раз превосходит их ширину. В понижениях между ними расположены озера округлой формы.

В **Кулундинской степи** гривы развиты только в долинах Карасука и Бурлы. В районе нижнего течения р. Карасук они распространены вдоль долины на территории 350—400 км². На левобережье их очень мало, большинство грив находится на правобережье. По всему району гривы разбросаны на значительном расстоянии друг от друга, лишь вблизи с. Шилова Курья они расположены фронтально. Характерной особенностью грив данного района является незначительная высота (до 5—6 км) и слабая выраженность в рельефе, склоны пологие (до 1,5°). Максимальная длина их около 8 км, минимальная — 1,2 км, ширина от 300 до 700 м. Вершинные поверхности обычно плоские. Западины на них не наблюдаются. Продольный рельеф вершинной части грив выровненный. Направление длинных осей совпадает с общим уклоном местности к юго-западу. Основная масса грив ориентирована по азимуту 62—65°. Встречаются несколько грив, ориентировка которых отклоняется от этого значения на 10—15° к востоку. Форма грив в плане прямолинейная

за редким исключением. Имеются гривы слегка извилистые. Межгривные пространства представляют собой почти плоскую равнину с раскиданными по ней небольшими озерами округлой формы.

На Приобском плато распространены линейные формы рельефа, отнесенные некоторыми авторами [Миханков, 1960; Вельмина, 1964; и др.] в категории гривных ландшафтов Барабинской степи. Стремление объединить указанные резко отличные по морфологии формы макрорельефа (увалы) и мезорельефа (гривы) не способствует познанию их природы. Увалы представляют собой вытянутые в одном направлении платообразные возвышенности с пологими склонами и слабо выраженной подошвой. По всей длине они разделены речными долинами, получившими название боровых лощин. Длина увалов, так же как и боровых лощин, колеблется от 150 до 350 км, ширина долин — 10—20 км, увалов — 25—60 км. Расстояние между долинами колеблется от 25 до 75 км. Относительная высота увалов над днищами долин изменяется от 75 до 150 м. Существующее мнение об исключительной параллельности речных долин Приобского плато ошибочно. Наши исследования подтвердили выводы Д. Н. Фиалкова [1964] об их радиальном веерообразном расположении. Азимут направления речных долин и увалов изменяется от 48° на юге плато до 62° на севере. Азимутальный сдвиг расположенных рядом речных долин составляет 2—4°.

На левом склоне долины р. Бурла, между селами Панкрушиха и Хабары встречается небольшой участок типичного гривного рельефа. Гривы располагаются на площади в 200 км², имеющей слабый уклон на юго-запад. Гипсометрическое положение гривного участка определяется отметками 170—180 м. Длина грив колеблется от 1,5 до 10 км, ширина их 300—650 м, относительная высота 4—8 м. Примерно третья часть грив имеет расширенный юго-западный конец. Минимальное расстояние между вершинами соседних грив составляет 500 м. Ориентированы они на северо-восток под азимутом 53—56°, что составляет угол 5—7° с общим направлением р. Бурла. Большинство грив имеет в плане почти прямолинейные очертания. Их абсолютные высоты постепенно снижаются в сторону общего уклона долины. Из построенных поперечных профилей видно, что гривы имеют четко выраженную вершину и пологие прямые или слегка вышуклые склоны. Переход склонов гривы в межгривное понижение настолько постепенный, что трудно определять границу. На вершинах некоторых грив встречаются небольшие округлые повышения высотой до 1 м.

В отличие от грив других районов юга Западной Сибири на вершинах грив данного района совершенно отсутствуют западины. Поэтому продольный профиль их выровненный с почти незаметными для глаз повышениями и понижениями. В межгривных понижениях, имеющих слабоогнутое дно, расположены березовые колки, небольшие озера, а также встречается слабая заболоченность. Поверхности грив, а иногда и межгривные понижения, распахиваются.

Ишим-Иртышское междуручье

Северная часть Ишим-Иртышского междуручья (Притюкалинская равнина) — вторая крупная область развития гривного рельефа. Наиболее высокие абсолютные отметки наблюдаются на западе равнины (130—140 м), по направлению к востоку она снижается до 110—115 м в центральной части и до 80—90 м — вблизи Иртыша. В целом она слабо наклонена с запада-юго-запада на восток-северо-восток.

Гривы встречаются главным образом на поверхностях, абсолютные отметки которых не превышают 115 м. Так, например, южнее г. Тюкалинска на равнине с абсолютными отметками 115—120 м при полном

отсутствии грив можно наблюдать огромное количество озер округлой формы.

Исходя из закономерностей распространения и морфологических особенностей грив, на севере Ишим-Иртышского водораздела можно выделить несколько районов гривного рельефа, характеристика которых приводится ниже.

Саргатский гривный район находится в пределах I и II надпойменных террас Иртыша, фрагмент которых сохранился в левобережной части между пос. Красный Яр и с. Ингалы. От поймы Иртыша район отделен резким уступом. Наибольшая плотность наблюдается на II террасе. Для района характерно фронтальное расположение грив. Длина грив изменяется от 1 до 13 км. Гривы длиной 1—2 км составляют 20% всего количества грив района, 2—3 км — 30%, 3—4 км — 20%, 4—5 км — 12%, 5—6 км — 6%, от 6 до 13 км — 12%. Большинство грив имеет в плане прямолинейную форму. Встречаются гривы с расширенным северо-восточным концом. Этот же конец и приподнят по сравнению с юго-западным. Высота грив над дном межгривных понижений от 3—4 до 16 м. Наиболее часто встречаются гривы высотой 8—12 м. Ориентированы они под азимутом 65—75°, с другой ориентировкой не встречаются. Ширина их от 500 до 1000 м. Вершины грив выпуклые, иногда плоско-выпуклые и имеют большое количество западин различной формы и глубины, не превышающей 1,5 м. Преобладают западины удлиненной формы, параллельные длинной оси грив. Склоны у грив пологие и переход гривы в межгривное понижение происходит постепенно.

Межгривные понижения имеют сложный микрорельеф, представленный различными по величине и форме западинами. Ширина межгривных понижений соизмерима с шириной самих грив, но часто превышает ее. Озера, расположенные в межгривных понижениях, более крупные, чем в других районах Притюкалинской равнины, и имеют удлиненную форму. Ориентированы они в том же направлении, что и гривы.

Салтаим-Тениский гривный район находится на востоке (до меридиана 73°) от озер Салтаим и Тенис в области развития четвертичных аллювиальных равнин. Гипсометрическое положение района ограничено отметками 102—110 м. Лишь в северной части гривы развиты на поверхности с абсолютной высотой в 115 м. В приозерной пониженной части района гривы наиболее сближены. Почти все они имеют в плане прямолинейную форму. В целом гривы здесь несколько короче, чем в предыдущем районе. Максимальная длина одной из грив 8 км. Гривы длиной 1—2 км составляют 36% всего количества грив на данном участке, 2—3 км — 36%, 3—4 км — 17%, 4—5 км — 7%, 5—8 км — 4%. Высота грив от 4 до 14 м. Ориентированы они в основном под азимутом 65—70°. Лишь только одна грива имеет ориентировку, близкую к меридиональной. Вершины грив в большинстве испещрены западинами продольной и блюдцеобразной формы глубиной до 1 м. Наиболее распространенная ширина грив от 400 до 800 м. Для этого района характерно как рассредоточенное, так и фронтальное расположение грив.

Межгривные понижения, как правило, шире, чем гривы. Дно их почти всегда заболочено или занято озерами, расположенными в неглубоких бессточных котловинах. Причем на север от котловины озер мало, к востоку же от нее в межгривных понижениях находится большое количество озер удлиненной формы. Незначительная речная сеть оказывает весьма слабое влияние на дренаж окружающей территории.

Приошский гривный район, наиболее обширный по площади, расположен на междуречье Оша — Иртыш, а также частично на левобережье р. Оша. Здесь гривы находятся в области развития четвертичных террасовых равнин. Восточная часть района имеет абсолютные высоты 80—90 м, а западная — 100—106 м. Западная граница описываемого района проходит по приподнятой поверхности (абсолютные отметки

108—115 м), вытянутой меридионально между озерами Чертали и Меркуты, на которой много заболоченных пространств, почти нет озер и грив.

Этот район представлен малогривным рельефом. Небольшие по размерам гривы находятся на значительном расстоянии друг от друга. Иногда они расположены небольшими группами, разделенными равнинными заболоченными понижениями. Максимальная длина грив около 5 км. Гривы длиной 1—2 км составляют 59% всего числа грив данного района, 2—3 км — 31%, 3—4 км — 9%, 4—5 км — 2%. Ширина грив 400—700 м, высота их 3—10 м (наиболее часто встречаются гривы высотой 4—7 м). Форма грив в плане в основном прямолинейная. Для грив этого района характерным является то, что самая высокая точка вершины находится почти всегда в средней части. Ориентированы гривы под азимутом 60—70°. Отдельные гривы (вблизи р. Оша) имеют меридиональную ориентировку. Вершины грив слегка выпуклые и имеют незначительные по глубине (до 1 м) блюдцеобразные и продольные западины. Склоны их пологие и крутизна не превышает 2—3°.

Характерной особенностью ландшафта является большая заболоченность и залесенность этого района, а редкие гривы с их распаханной поверхностью представляют разрозненные острова.

Ишим-Тобольское междуречье

Новые данные по распространению и морфологии грив позволяют выделить в пределах Ишим-Тобольского междуречья следующие районы гривного рельефа.

Пресновский гривный район находится в пределах Северо-Казахстанской, Курганской и Кустанайской областей. По форме он напоминает подкову, один конец которой начинается у с. Пресногорьковка, а другой — у пос. Лебяжье. Гривный фронт шириной до 30 км от с. Пресногорьковка идет к югу и северо-востоку с. Демьяновки поворачивает на восток. Примерно по меридиану с. Пресновки, расширяясь до 50 км, полоса грив поворачивает на северо-запад и продолжается до пос. Лебяжье. Гривы этого района разнообразны по форме и длине. Встречаются гривы прямолинейной и слегка извилистой формы. Распространены они на ровной поверхности междуречья, на склонах и реже на дне древних ложбин стока. Длина грив самая различная: от минимальной — около 1 км до максимальной — 12,5 км. Гривы длиной до 2 км составляют 40% всего количества грив данного района, 2—3 км — 25%, 3—4 км — 20%, 4—5 км — 7%, 5—6 км — 4%, от 6 до 12,5 км — 4%. Ширина грив от 200—300 до 1500 м, высота от 3—4 до 15 м (чаще 5—10 м). Вершины грив плосковыпуклые и имеют незначительное количество западин, глубиной не больше 1 м. Большинство из них имеет блюдцеобразную форму. На некоторых гривах встречаются западины, вытянутые вдоль оси. Длина таких западин может достигать нескольких сот метров при ширине 50—100 м и глубине 0,5—0,7 м. Склоны грив пологие и крутизна их не превышает 5°. Ориентированы гривы в основном с запада-юго-запада на восток-северо-восток под азимутом 70—80°. Изредка встречаются короткие гривы с ориентировкой, близкой к меридиональной, с отклонением до 30°.

Межгривные понижения в местах сплошного распространения грив большей частью превышают ширину соседних грив. На дне межгривных понижений часто встречаются котловины, занятые озерами. Для восточной части района характерна грушевидная форма озера.

Петуховский гривный район расположен к северо-востоку от с. Пресновки и вытянут почти меридионально от оз. Становое в Северо-Казахстанской области к оз. Медвежье в Курганской области. Район небольшой по площади и не имеет четких восточных и западных границ. На

юге района наблюдается большое количество морфологически хорошо выраженных грив, которые располагаются очень близко одна от другой. На территории северной части района, находящейся в Курганской области, гривы встречаются небольшими группами или в одиночку. Большинство грив имеет в плане слегка изогнутую форму. На вершинах грив встречаются мелкие блюдцеобразные западины с весьма пологими склонами. Длина грив изменяется от 1,2 до 13,6 км. Гривы длиной 1—2 км составляют 35% всех грив района, 2—3 км — 34%, 3—4 — 16%, 4—5 км — 7%, 5—6 км — 3%, от 6 до 14 км — 5%. Ширина грив колеблется от 0,3 до 1,2 км. Относительная высота их от 2—3 до 16 м. Наиболее часто встречаются гривы высотой от 4—6 до 12 м. Основная масса грив ориентирована под азимутом 65—80°. Встречаются единичные гривы с меридиональной и даже северо-западной ориентировкой. Иногда рядом расположенные гривы находятся под прямым углом друг к другу.

Межгривные понижения южной части района имеют слегка вогнутое дно, разделенное перемычками, соединяющими две соседние гривы и образующими цепочки изолированных замкнутых понижений, параллельных гривам и заполненных водой. Высота перемычек над уровнем озер не превышает 2—3 м. Поверхность грив и большинство перемычек распахиваются. В Курганской области гривы значительно удалены друг от друга, а межгривные понижения плоские или имеют слегка волнистую поверхность.

Бердюжский гривный район находится в основном в пределах Бердюжского района Тюменской области. В целом он вытянут с востока на запад. В северной части района гривы расположены большей частью на вытянутых меридиональных участках, совпадающих с долинами древнего стока, причем большинство грив приурочено к восточным склонам этих долин на западных склонах и на дне их меньше. В южной части района гривный рельеф развит также на водоразделах. Подавляющее большинство грив имеет в плане прямолинейную форму. Ориентированы они под азимутом 68—80°. Отдельные из них имеют северо-западное направление. Длина грив составляет в среднем 1—3 км при максимальной длине до 9 км. Гривы длиной 1—2 км составляют 45% всех грив района, 2—3 км — 35%, 3—4 км — 13%, 4—5 км — 5%, 5—9 км — 2%. Ширина грив 300—800 м. Наибольшая высота 15 м (чаще 5—10 м).

Межгривные понижения имеют плоское дно, осложненное неглубокими котловинами, в которых расположены озера. Ширина межгривных понижений на значительной части района превышает ширину соседних грив. На отдельных участках гривы сильно сближены. Для этого района характерно наличие цепочек широтно расположенных озер, находящихся в межгривных понижениях и подтверждающих существование речной сети субширотного направления [Городецкая, 1982]. Так, например, цепочка мелких озер, соединяющих крупные озера Бол. Белое и Черное, свидетельствует о существовании в прошлом стока с запада на восток.

Викуловский гривный район расположен на левобережье р. Ишим, севернее широтного отрезка ее долины вблизи г. Ишима. Гривный рельеф встречается здесь на участке полосы, вытянутой вдоль р. Ишим. Ширина участка от 10 до 35 км, длина 85 км. Этот гривный район находится на II надпойменной террасе и пологом западном склоне долины Ишима. Гипсометрическое положение района определяется отметками 80—100 м. Наибольшая плотность грив наблюдается в пределах II террасы. В плане гривы имеют слегка изогнутую, реже прямолинейную форму. Максимальная длина одной гривы 6 км. Гривы длиной от 1 до 2 км составляют 54% всех грив, 2—3 км — 26%, 3—4 км — 16%, 4—6 км — 4%. Ориентированы они с запада-юго-запада на восток-северо-восток (азимут 65—73°). Имеются отклонения в ориентировке к северо-востоку на 30—35°. Иногда рядом расположенные гривы в пределах небольшого участка находятся под углом друг к другу. Здесь нет такого

параллелизма между гривами, какой мы наблюдали в других районах юга Западно-Сибирской равнины. Ширина грив от 400 до 100 м, высота — от 2—3 до 12 м. Преобладают относительные высоты 5—6 м. На вершинах грив имеется большое количество западин как удлиненной, так и блюдцеобразной формы. Глубина их достигает 1,5—2 м.

Межгривные понижения представляют собой плоские большей частью заболоченные пространства с большим количеством озер. Ширина межгривных понижений может быть меньше ширины грив или превышать ее.

Типы гривного рельефа

В пределах всех районов развития гривного рельефа юга Западно-Сибирской равнины можно выделить три типа гривных равнин (рис. 14, 15).

Чановский тип гривных равнин характеризуется широким развитием и фронтальным расположением грив и межгривных понижений. Районы развития данного типа приурочены к наиболее пониженным частям Обь-Иртышского, Ишим-Иртышского и Ишим-Тобольского междуречий и к наиболее глубоким и широким днищам древних и современных речных систем. На территории этих междуречий гривный рельеф первого типа наиболее широко распространен в областях самых значительных древних и современных озерных бассейнов Западной Сибири (озера Чаны, Сартлан и др.). В общей морфологии гривных равнин чановского типа отмечаются наиболее удлиненные и высокие гривы.

Барабинский тип гривных равнин характеризуется ярко выраженными гривами и межгривными понижениями, но в их пространственном расположении очень редко отмечаются явления четко выраженной фронтальности. Одновременно здесь наблюдается уменьшение средней длины и высоты грив по сравнению с первым типом. Гривные равнины барабинского типа наиболее широко развиты в бассейне среднего течения р. Омь, а также в районах южной части Ишим-Тобольского междуречья и центральной части Притюкалинской равнины.

Гривные равнины **тармакульского** типа всегда занимают приподнятые участки (Омь-Чановский водораздел) площадного распространения грив. На большей части равнин этого типа отмечаются в основном одиночные гривы и очень редко наблюдается их чередование.

Области развития гривного рельефа занимают слабо наклоненные пространства, и их господствующая ориентировка всегда совпадает с направлением общего уклона. В районах Барабинской низменности абсолютные отметки снижаются с северо-востока на юго-запад, и в этом же направлении ориентированы почти все гривы. В пределах Ишимской степи общее спадение ее наклонных равнин идет к долине широтного отрезка Иртыша. За исключением древних долин Ишим-Тобольского междуречья и частично современной долины р. Ишим (Викуловский район), на всей остальной территории юга Западно-Сибирской равнины ориенти-

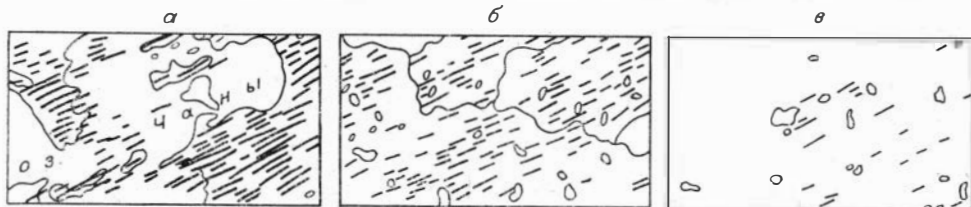


Рис. 14. Типы гривных равнин (а — чановский; б — барабинский; в — тармакульский).

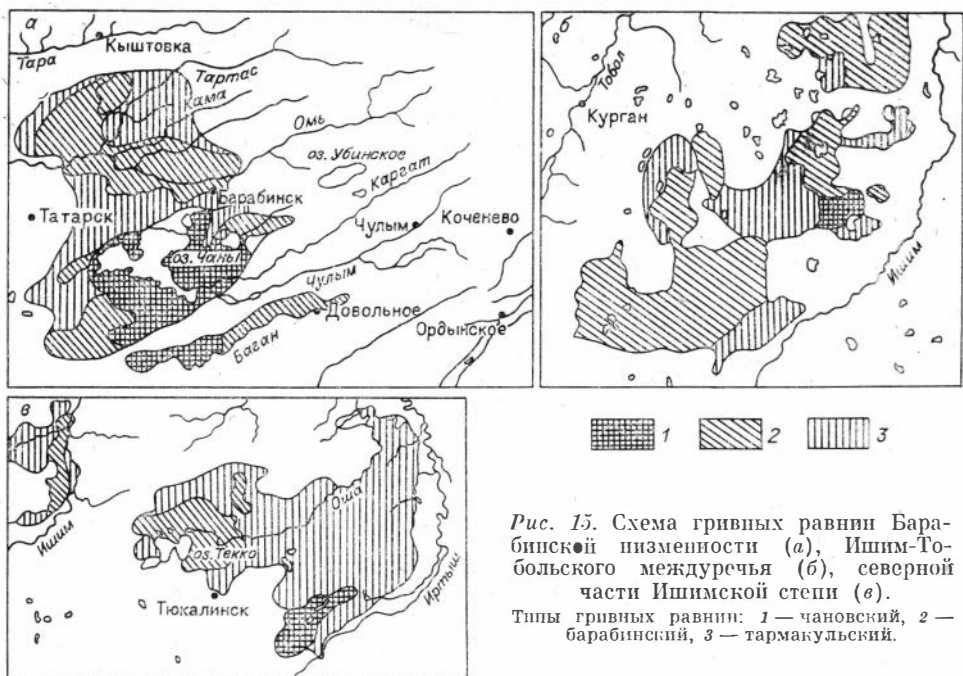


Рис. 15. Схема гривных равнин Барабинской низменности (а), Ишим-Тобольского междуречья (б), северной части Ишимской степи (в).

Типы гривных равнин: 1 — чановский, 2 — барабинский, 3 — тармаульский.

ровка грив почти всегда параллельна общей направленности современной гидрографической сети (реки Омь, Чулым, Оша, Баган и др.). Подобная закономерность прослеживается и в направлении ориентировки озерных котловин.

Приведенные морфологические данные по районам развития гривных равнин и о их пространственной приуроченности еще раз убедительно подтвердили ранее высказанные положения о эрозионно-аккумулятивном происхождении грив [Герасимов, 1934; Городецкая, 1962; Громов, 1940; Николаев, 1963, 1970; Петров, 1948; Пилькевич, 1972, 1974; Покрасс, Базилевич, 1954; и др.]. Более подробно вопрос о природе гривного рельефа нами рассмотрен ранее [Николаев и др., 1979].

Результаты проведенных исследований показали, что указанные формы рельефа на территории Ишимской степи, Барабы и Кулунды распространены весьма ограничено и не могут быть отнесены к категории главнейших элементов их общего природного ландшафта (табл. 1).

Наибольшую площадь гривный рельеф занимает в Новосибирской области. В районах Степного Алтая гривный рельеф фактически отсутствует, так как площадь единственного пункта его развития (д. Панкрушиха) составляет ничтожно малую часть процента общей территории

Таблица 1

Распространение гривного рельефа на юге Западной Сибири

Область, край	Общая площадь, км ²	Площадь распространения гривного рельефа, км ²	Отношение площади гривного рельефа, к общей площади, %
Курганская	71000	4920	7,0
Северо-Казахстанская	44300	6730	14,5
Тюменская (без национальных округов)	152000	4600	3,0
Омская	139500	13150	9,5
Новосибирская	178200	34000	19,1
Алтайский (без Горного Алтая)	169100	125	> 1

края. Таким образом, из приведенных данных ясно видно, что наличие гривного рельефа в пределах юга Западной Сибири больше не может служить тормозом в развитии мелiorативных работ на ее территории.

ОЗЕРНЫЕ РАЙОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВИНЫ

На территории Западной Сибири озерные районы распространены очень широко. Представленная картограмма (рис. 16, см. вкладку) наглядно показывает основные особенности распространения озер на территории Западно-Сибирской равнины. Для составления картограммы определялись площади озер, изображенных на крупномасштабной карте. Площадь озер определялась методом палетки. Цена ячейки палетки $0,25 \text{ км}^2/\text{мм}^2$. Суммарная площадь озер, входящих в пределы рабочего квадрата, выражена в процентах как отношение водного зеркала к площади квадрата. Полученные характеристики наносились на основу карты масштаба 1 : 2 500 000. За рабочий квадрат взята площадь, составляющая $1/4$ часть трапеции градусной сетки карты, с которой снимались количественные данные. Величина рабочего квадрата (трапеции), таким образом, в меридиональном направлении непостоянна. Она варьирует от 328 км^2 на крайнем юге Западно-Сибирской равнины до 141 км^2 на севере. С уменьшением же величины рабочего квадрата, как известно, возрастает детальность в изображении границ объекта. Следовательно, на представленной картограмме северные озерные районы вырисовываются с большей степенью детальности, чем южные. Указанная величина рабочего квадрата, по нашему мнению, оптимальна. Уменьшение его площади, конечно, даст большую детальность и точность, но значительно увеличит объем работы. Укрупнение же рабочего квадрата (скажем, до целой трапеции градусной сетки используемой карты) не желательно, так как в этом случае он оказался бы несоизмеримым даже с такими крупными геоморфологическими объектами, как речные долины.

При составлении картограммы озерности Западно-Сибирской равнины самые крупные озера (Чаны, Силетитениз, Кулундинское и др.), площади которых превышают величину рабочего квадрата, засчитывались как участки со 100%-ной водностью, так что эти крупные водоемы в расчетах не влияют на показатели средней озерности выделенных районов.

В зависимости от степени заозеренности в пределах Западно-Сибирской равнины выделяются районы повышенной или, наоборот, незначительной обводненности. Квадраты, если они располагались более или менее компактно, с ясно прослеживающейся определенной закономерностью в расположении, группировались в тот или иной район по принципу общности числовых значений водности, выраженной в процентах. Также включались в пределы районов квадраты с водностью, резко отличной от преобладающей, если такие квадраты были единичными внутри выделяемых районов. К районам с повышенной водностью отнесены такие, где средняя величина заозеренности составила 4% и более. К районам с пониженной обводненностью отнесены участки, включающие квадраты, где заозеренность менее 0,5%. Следует отметить, что в последних преобладают квадраты с нулевыми значениями. После выявления районов с явно повышенной водностью для оставшейся территории была вычислена средняя и фоновая заозеренность путем деления суммы числовых значений водности оставшихся квадратов на их количество. Полученная величина оказалась равной 2,2%. Эта цифра совпала со средней величиной заозеренности территории СССР. Ниже приводится краткая характеристика выделенных районов (см. рис. 16).

Сургутский озерный район (1) отличается наибольшей заозеренностью — 14,3%. Он занимает северо-западную часть Среднеобской низ-

менности, ограничен с запада р. Лямин, с востока — р. Аган. Это участок задровых равнин, получивших также название Сургутского Полесья [Шубаев, 1956] и Сургутской низины [Мещеряков, 1972]. Общая площадь выделенного района около 61 700 км², суммарная же площадь водного зеркала около 8830 км². Количество озер 22 532 (на каждые 100 км² приходится 36 озер). Максимальная заозеренность квадратов 49,5—52,9%. Высокая общая степень водности района достигается преимущественно за счет озер с площадью водного зеркала от 1 до 8—10 км², образующих отдельные скопления. Озера располагаются среди болот. Берега их низкие, обычно не превышают 1—1,5 м, нередко сложены торфом. Озера мелководны, глубины даже самых крупных из них не более 2,5 м. Так, по данным А. А. Земцова [1976], оз. Пильтанлор площадью 97,3 км² имеет глубину 1,65 м, оз. Имнлор соответственно 60,0 км² и 2,2 м. Однако крупных озер мало.

Наиболее заозерены участки Пим-Тромъеганского и Пим-Ляминского междуречий. Средняя величина заозеренности здесь достигает 30%. Абсолютные отметки уровня междуречий около 75—80 м. К периферии описываемого района с возрастанием абсолютных отметок понижается степень заозеренности. Юго-западная, западная и северо-западная границы озерного района очерчиваются четко правобережной зоной р. Лямин и склонами Белогорского материка. Достаточно четко граница прослеживается и по южному склону увала Нумто.

Между увалом Нумто и Белогорским материком, с одной стороны, и Верхнетазовской возвышенностью — с другой, там, где высоты Сибирских Увалов снижаются до отметки 130—150 м, границы озерного района весьма расплывчаты и он сливается на этих участках с другими озерными районами (Казым-Надымским, Пякупур-Толькинско-Тазовским). На юге Сургутский район сливается с обводненной зоной широтного отрезка долины Оби.

Казымо-Надымский озерный район (2). Севернее увала Нумто в пределах Надымской низменности находится Казымо-Надымский озерный район со средней заозеренностью 12,9%. Абсолютные отметки района варьируют от 85 до 110 м. Степень водности отдельных квадратов здесь достигает 30,8—36,4%. Общая площадь выделенного района около 20 990 км², суммарная площадь водного зеркала 2730 км², общее количество озер достигает 8970, т. е. на каждые 100 км² приходится 42 озера.

Самые крупные озера района: Нумто (54,4 км²), Пякуто (31,2 км²), Хорьеганрол (16,2 км²). Количественно преобладают небольшие по размерам озера (до 1 км²). Озера с площадью от 6 до 10 км² встречаются больше на юго-западе описываемого района. Выделенный озерный район непосредственно примыкает к широтно вытянутому вдоль среднего и нижнего течения Казыма, описанному ниже озерному району, где средняя заозеренность равна 8,2%. На северо-западе, северо-востоке и востоке Казымо-Надымский озерный район вплотную граничит также с описанными ниже Нижнеобско-Полуйским (8,2%), Надымским (7,4%) и Пякупур-Толькинско-Пурским (10,7%). Периферийные северо-западные и юго-восточные участки района вдаются в пределы Полуйской возвышенности и увала Нумто.

Ямальский озерный район (3). Южная и средняя части п-ва Ямал входят в следующей (по убывающей степени водности) озерный район, где средняя заозеренность составляет 11,5%. Довольно компактный район включает Щучинскую и юго-восточную половину Северо-Ямальской возвышенности и значительную часть Ямальской низменности. Больших различий в обводненности участков возвышенностей и низменности, включенных в пределы озерности, нет. Абсолютные отметки района колеблются от 20 до 88 м. Это самый крупный по площади район — около 80 800 км². Суммарная площадь водного зеркала около 9290 км². Озер 23 026, т. е. на каждые 100 км² приходится 28 озер. На юге он сливает-

ся с Нижнеобско-Полуйским с повышенной обводненностью. Наиболее крупные из озер: Яррото-2, Нейто (Малто и Ерто), Ямбуто.

Кондинский озерный район (4). В бассейне Конды, в общем соответствия Кондинской низменности, располагается Кондинский озерный район со средней заозеренностью 10,7%. Общая площадь выделенного района около 68 150 км², суммарная площадь водного зеркала 7290 км². Озер насчитывается 8284 (12 озер на 100 км²). В пределах этого района отдельные квадраты имеют заозеренность до 40%. Квадратов с обводненностью выше 24% насчитывается 16, выше 15% — 41 (около 10 500 км²).

Кондинский озерный район с северо-запада заканчивается участком с низкой степенью обводненности, который является продолжением Северо-Сосьвинского слабо заозеренного района, соответствующего Северо-Сосьвинской возвышенности. Самыми крупными озерами данного района являются Турсунтский Туман (99 км²), Сырковое (92 км²), Ендра (59 км²), Яхтур (56 км²), Пелымский Туман (55 км²).

К данному озерному району отнесен и участок сильно обводненной долины Оби, соответствующий долготному отрезку Оби севернее Ханты-Мансийска. Отдельно рассчитанная озерность этого участка около 9,0%, тогда как заозеренность участков долины севернее и южнее этого отрезка ниже (4,7—4,8%). По размерам здесь выделяются озера Вандмтор (125,9 км²) и Унтор (74 км²). Ответвления к западу, северо-востоку и югу придают описываемому району сложную конфигурацию в плане.

Пякуपुर-Толькинско-Пурский озерный район (5) в целом пространственно соответствует Пякуपुर-Толькинской и Пурской низменности, а также своей западной частью заходит в пределы Ненецкой возвышенности и увала Нумто. Абсолютные отметки от 50 до 100 м. Район не компактен, имеет сложную конфигурацию. Общая площадь его около 58 820 км², суммарная площадь водного зеркала 6290 км², количество озер 16 892 (на каждые 100 км² 28 озер). Средняя заозеренность района достигает 10,7% (отдельные квадраты — 26—30,9%). Более всего обводнена Пякуपुर-Толькинская низменность. Самые крупные озера (Чертовы) — система вытянутых на 50 км с востока на запад озер, соединенных узкими протоками глубиной от 0,2—1,0 до 4,0 м [Земцов, 1972], Часельское — 54 км², Сенмута — 53,9 км².

Среднетазовский озерный район (6) занимает большую половину Среднетазовской низменности и частично вдается в пределы Таз-Пурской и Хетской возвышенностей. Средняя заозеренность равна 10,2%. Наибольшими значениями обводненности в пределах выделенного района отличаются участки, прилегающие к р. Таз, севернее впадения в нее р. Чесалька и бассейна рек Ундка и Парусовая. В отдельных квадратах площадь водного зеркала достигает 24,5—49,1%. Количество озер 8630, на каждые 100 км² приходится 25 озер. К наиболее крупным относятся Сев. Советское (6,1 км²), Бол. Советское (76,3 км²) и Юж. Советское (57,3 км²). А. А. Земцов [1976] отнес их к группе ледниково-тектонических озерных котловин.

Барабинский озерный район (7) почти полностью расположен в пределах Барабинской низменности. Однако высокой заозеренностью обладает не вся Барабинская низменность, а только территории, пространственно соответствующие гривным равнинам. Общая площадь 33 330 км², водного зеркала (без о. Чаны) 3200 км². Средняя заозеренность 9,7%, в отдельных квадратах она достигает больших значений за счет озер, например оз. Сартлан — 40%, Атаежье — 28,9%, но преобладают квадраты с заозеренностью от 6 до 15%. Озер в районе насчитывается 1560, т. е. 4 озера на 100 км². Площадь среднего озера 2 км².

Ишим-Тобольский озерный район (8) имеет площадь в очерченных границах около 38 300 км² с суммарной акваторией в 3450 км². Количе-

ство озер 2719, т. е. 7 озер на 100 км², площадь «среднего» озера 1,3 км², средняя заозеренность 9%.

Район располагается в восточных районах Ишимской степи, Предтургайской и Северо-Тургайской наклонных равнин. Контур выделенного озерного района в общем как бы повторяет очертания участка распространения гривных равнин Ишим-Тобольского междуречья, т. е. здесь, как и в Барабе, гривны отличаются высокой степенью заозеренности. В отдельных квадратах заозеренность достигает 25,5 и 26,9%, но преобладают квадраты с водностью 7—13%. Наиболее крупные озера Черное (235 км²), Медвежье (64 км²), Сиверга (53,6 км²), Щучье (51,3 км²), Сазыкуль (42,2 км²).

Мудуйяхско-Мессояхский озерный район (9) со средней заозеренностью 9% располагается в бассейне рек Мудуйяха и Мессояха. Максимальная заозеренность отдельных квадратов 17,9—21,4%. Площадь выделяемого района 11 250 км², водного зеркала около 10 100 км². Почти половина его территории лежит в пределах Мессояхской низменности, тогда как вторая половина расположена на Таманской возвышенности. Общее количество озер 2649, т. е. 23 озера на 100 км².

Гыданский озерный район (10). В состав района вошли участки Северо-Гыданской низменности, Гыданской гряды и Танамской возвышенности. Здесь, как и в ряде других районов площадного развития многолетней мерзлоты, наблюдается как прямая, так и обратная связь заозеренности с орографией. Средняя заозеренность 8,6%. Площадь района 35 590 км². Суммарная площадь водного зеркала 3060 км², количество озер 7896, т. е. на каждые 100 км² приходится 22 озера. Наиболее крупные из них Ямбуто (162,5 км²), Хесейнто (92,8 км²) и др.

Нижнеобско-Полуйский район (11). Район занимает территорию правобережья нижней Оби и средней части Полуйской возвышенности, прилегающей к р. Полуй. Средняя величина заозеренности района достигает 8,2%, максимальная для отдельных квадратов 29,6—30,3%. Наибольшая заозеренность отмечается в северо-западной части района. Общая площадь района составляет около 38 760 км², площадь водного зеркала около 3200 км². В районе насчитывается 7800 озер, что составляет на каждые 100 км² 22 озера. Наиболее крупные из них Питлярский Сор (91,5 км²), Хоравинский Сор (47,7 км²), Бол. Полуйский Сор (24,7 км²).

Казымский озерный район (12) со средней заозеренностью 8,2% вытянут вдоль среднего и нижнего течения Казыма. Общая площадь около 7800 км², площадь акватории 640 км². Всего озер около 2400. На каждые 100 км² приходится 30 озер.

Нижнеенисейский озерный район (13) со средней заозеренностью 7,7% занимает Хетско-Енисейское междуречье (восточную половину Хетской возвышенности и часть Турухан-Енисейского междуречья), крайний север Туруханской низменности. Общая площадь выделяемого района около 26 900 км², водного зеркала 2070,3 км². Количество озер 6522. На каждые 100 км² приходится 25 озер. Наиболее значительные из них Маковское (170 км²), Налимье (44,7 км²).

Баган-Карасукско-Бурлинский озерный район (14) расположен в средней части южной половины Барабинской низменности и тоже приурочен к области развития гривного рельефа. Средняя заозеренность 7,5%. Площадь района 7440 км², водного зеркала 558 км², количество озер 197. На каждые 100 км² приходится 2—3 озера.

Надымский озерный район (15) целиком расположен в северной половине Надымской низменности. Средняя заозеренность 7,7%. Площадь района около 11 240 км², площадь акватории около 870 км². Общее количество озер 2716. На 100 км² приходится 23 озера.

Тюкалинско-Саргатский озерный район (16) со средней заозеренностью 6,7% располагается на Ишимской равнине и на территории Саргатского Прииртышья (левобережная часть). Район в целом приурочен

к области развития гривных равнин Ишим-Иртышского водораздела. Площадь описываемого района 12 090 км², площадь акватории 810 км². Количество озер 837, т. е. 7 озер на 100 км².

Камышловский озерный район (17) со средней заозеренностью 6,5% располагается в пределах Ишимской равнины и приурочен к древней долине р. Камышловка. Площадь района 15 150 км², суммарная площадь водного зеркала 980 км², общее количество озер 337, на 100 км² приходится в среднем 2—3 озера.

Ненецкий озерный район (18). Приурочен к средней части Ненецкой возвышенности, расположенной в южной части Тазовского полуострова. Общая площадь выделенного района около 7550 км², площадь зеркала 475 км². Средняя заозеренность 6,3%. Количество озер 1424. На каждые 100 км² приходится 19 озер. Площадь среднего озера 0,33 км².

Вахский озерный район (19) расположен в пределах бассейна р. Вах. Средняя заозеренность 6,3%. Площадь района 23 270 км², суммарная площадь акватории 1460 км². Общее количество озер 4851, или 21 озеро на 100 км². Характерной особенностью озер Вахского района являются крайне незначительные глубины, обычно не превышающие 1,5—2 м при сравнительно больших размерах озерных котловин. Из крупных озер прежде всего следует назвать Тормэмтор (133 км²), Сигтынэмтор (54,4 км²), Эллепугол-Эмтор (35,7 км²), но количественно преобладают озера с площадью менее 1 км².

Озерные районы Тюменский (20), Курганский (21), Касмалинский (22), Среднеобский (23) имеют средние показатели заозеренности от 6,1 до 4,7% (табл. 2).

Таблица 2

Количественная характеристика озерных районов Западно-Сибирской равнины

Район	Площадь района, км ²	Суммарная площадь акватории, км ²	Заозеренность, %	Общее количество озер	Количество озер на 100 км ²
Тюменский	4450	270	6,1	185	4
Курганский	13640	780	5,7	1295	9,5
Касмалинский	16870	816	4,9	198	1,2
Среднеобский	21130	990	4,7	5022	23,8

Кроме перечисленных озерных районов, имеющих значительное площадное развитие, на картограмме (см. рис. 16) выделяются также участки с несколько повышенной обводненностью, имеющие сравнительно небольшие площади. Система таких участков показана на территории Тарского Прииртышья, Тобольского материка, Приобского плато.

Особую группу резко повышенной водности составляют отдельные квадраты или их участки. Высокая степень заозеренности обусловлена наличием единичных, но крупных озер: Убинское (16,6%), Салтан-Тенизского (33,8%), Улькен-Караой (25,4%), Теке (21,0%), Кызылкак (46,0%), Киши-Карой (17,4%), Калибек (26,6%) и др.

Наряду с описанными районами повышенной заозеренности на территории Западно-Сибирской равнины выделяются также районы с заозеренностью менее 0,5%. В подавляющем большинстве случаев они вполне естественно приурочены к относительно повышенным территориям. В северной половине равнины значительных районов с заозеренностью ниже 0,5% мало.

Таким образом, к северу от широтного отрезка Оби Западно-Сибирская равнина заозерена в гораздо большей степени, чем ее южная половина. На территории последней участки с повышенной заозеренностью занимают относительно меньшие площади, зато возрастает количество районов с пониженной обводненностью (менее 0,5%).

Природа озерных котловин. Все озера Западно-Сибирской равнины могут быть разделены на пять групп и распределены в порядке значения в формировании ее рельефа в следующем порядке: 1) термокарстовые, 2) флювиальные; 3) ледниковые и водно-ледниковые; 4) озовые; 5) дистрофные.

На севере Западно-Сибирской равнины в области развития многолетней мерзлоты широко развиты термокарстовые озера, образование которых обусловлено вытаиванием пластов и линз льда. Такие озера имеют обрывистые берега, сложенные торфом и суглинками со значительной льдистостью. Как правило, глубина термокарстовых котловин 2—4 м, а их площади не превышают нескольких гектаров. Чаше эти котловины заполнены водой, но бывают и сухими (хасырен). Распространение термокарстовых озер определяется степенью льдистости грунтов, поэтому встречаются они на самых различных типах и формах рельефа. Их можно видеть в понижениях между моренными холмами и на зандровых полях, на плоской поверхности озерно-аллювиальных и морских равнин, а также в речных долинах. Пожалуй, большинство озерных котловин на севере Западно-Сибирской равнины термокарстовые, и в их распределении прослеживается широтная зональность.

Флювиальные озера, образование которых связано с эрозионно-аккумулятивной деятельностью палеорек, древних ложбин стока и современной системы водных артерий, распространены исключительно широко в южной части Западно-Сибирской равнины. Особенно много их в областях развития гривного рельефа и на территории распространения древних ложбин стока. Основной наиболее важной особенностью в территориальном распространении флювиальных озер Ишимской степи, Барабы, Кулунды и Приобского плато является их каскадное расположение в ложбинах древнего стока и в межгривных понижениях, что определяет пути комплексного хозяйственного освоения путем поддержания в необходимых случаях былой проточности с целью стабильности водных ресурсов.

Среди пойменных озер наиболее крупные — озера-соры, обычно приуроченные к устьям Лямина, Казыма, Конды и других притоков Оби и Иртыша. Площадь их существенно изменяется в течение года. В долине Конды известны своеобразные озера-«туманы», занимающие расширения речных долин. Они заполнены водой до глубокой осени и значительно замедляют спад вешних вод, являясь естественными регуляторами стока реки.

Котловины ледникового и водно-ледникового генезиса в области зырянского оледенения располагаются среди холмисто-моренного и камового рельефа. Это различной формы и размеров понижения и замкнутые впадины между холмами. Генезис котловин тесно связан с аккумуляционной деятельностью ледника. Многие озера сосредоточены в ложбинах стока талых ледниковых вод, заполняя наиболее глубокие рытвины. Некоторые озера занимают лишь часть обширных гляциодепрессий и являются остаточными.

Озовые озера встречаются очень редко в дефляционных котловинах на поверхности зандровых равнин и песчаных террасах в долинах рек. Это очень мелкие озера с блюдцеобразными котловинами и пологими берегами.

Озера дистрофного типа и органического происхождения приурочены к крупным и сложным болотным массивам и образовались в результате разрушения торфяников среди открытых сфагновых болот. Известно, что на поздней стадии развития болот образуются плосковыпуклые моховики с озерково-мочажинным центром. На плосковыпуклой поверхности центра болотного массива, окруженного грядово-мочажинным комплексом, располагаются многочисленные мелкие озера. Эти озера болотовады называют вторичными в отличие от первичных озер, образовавшихся за счет зарастания и заторфовывания более крупных озер иного генезиса. Вторичных озер очень много в Сургутском и Вахском Полесье,

в бассейне Конды. Площадь их невелика, а глубина не превышает 2—3 м. Поэтому они располагаются беспорядочно, обычно в торфяниках, имея торфяное дно и берега.

Озера — прекрасные дешифрировочные признаки, они хорошо видны на аэрофотоснимках. Контуры же котловин достаточно надежно указывают на генезис, а следовательно, и на приуроченность к определенным типам и формам рельефа. Это позволяет значительно облегчить производство картографических и геологических работ. Распространение термокарстовых озер — надежный признак для определения границ многолетней мерзлоты в прошлом, а также признак состояния и условий ее развития в настоящее время.

ОЛЕДЕНЕНИЕ И РЕЛЬЕФ

О количестве оледенений и об отдельных этапах их развития на территории Западно-Сибирской равнины нет единых представлений. К числу наиболее дискуссионных проблем следует отнести проблему наличия или отсутствия более древней эпохи досамаровского оледенения. Подавляющее большинство авторов выделяют две эпохи оледенения: в среднем плейстоцене — самаровское и тазовское (максимальное) и в верхнем — зырянское.

Роль максимального ледникового покрова

В области распространения ледников в самаровскую стадию максимального оледенения ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа сохранились далеко не везде. Поэтому южная граница оледенения проводится по распространению ледниковых отложений (рис. 17), которые наиболее полно представлены в прогибах досамаровского рельефа и в глубоких долинах тобольских палеорек. В этом прежде всего заключается нивелирующая роль самаровского ледникового покрова.

К югу от Сибирских Увалов, в Среднем Приобье, ледниковый покров занимал значительные территории. Морены часто отлагались в подрудных водоемах, которые никогда не выходили за пределы долин тобольских палеорек. В таких условиях и первоначальный ледниковый рельеф не отличался значительной контрастностью форм, подвергался размыву и выполаживанию. Позднее этот рельеф фактически был уничтожен в процессе развития палеодолин последующей генерации (рис. 18).

Пологоволнистый ледниковый рельеф развит на левобережье р. Вах (Ларьякский материк) и в междуречье Оби и Агана (Аганский материк). Рельеф первого характеризуется наиболее высо-

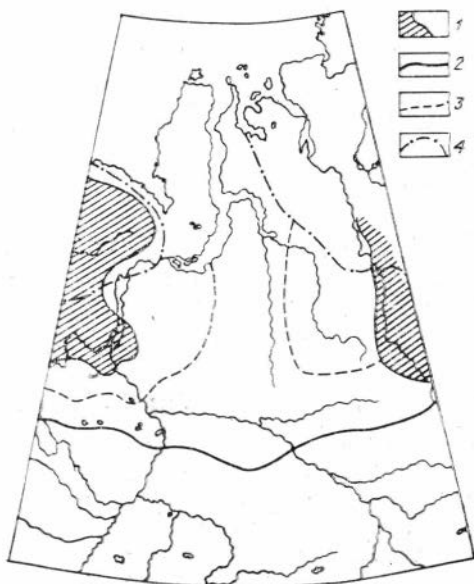


Рис. 17. Схема распространения ледниковых покровов.

Границы оледенений: 1 — демьянского; 2 — самаровского; 3 — тазовской стадии самаровского оледенения; 4 — зырянского.

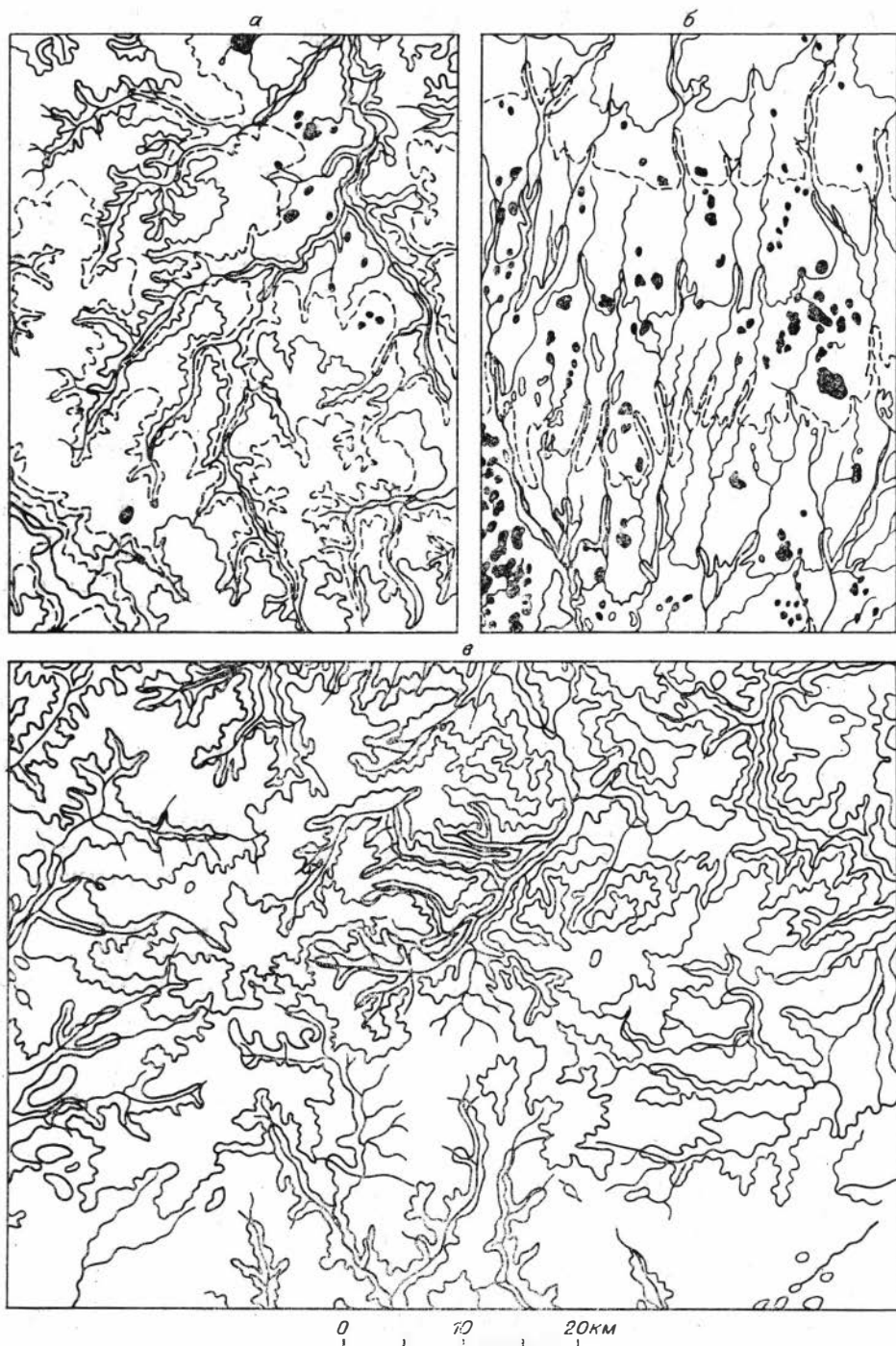


Рис. 18. Рельеф ледниковой зоны.

а — пологоволнистая поверхность области самаровского оледенения, сильно расчлененная эрозией, реки имеют широкие асимметричные долины; б — плоский, полого понижающийся от конечно-моренных гряд рельеф задровской равнины с обилием озер; в — пологохолмистый моренный рельеф тазовской стадии максимального оледенения с глубоко врезанной речной сетью. Сплошной линией обозначены четко выраженные, штриховой — нечетко выраженные горизонталы рельефа.

кими отметками (до 160 м), значительной эрозивной расчлененностью и слабой заболоченностью, первичный холмисто-моренный рельеф здесь сохранился слабо. В рельефе второго выделяется возвышенность в виде гряды, выпуклая сторона которой обращена к долине Оби и круто обрывается, образуя четко выраженный высокий (до 30 м) уступ ко II надпойменной террасе. Вогнутая сторона гряды обращена на север и постепенно снижается к р. Аган. Только в областях новейших тектонических поднятий на Аганском материке сохранился пологохолмистый моренный рельеф. Холмы еще не потеряли своих прежних очертаний, созданных ледниковой аккумуляцией. Однако его поверхность расчленена эрозией, а заболоченность сведена к минимуму. Встречаются болота, обычно «лапчатой» формы. Приурочены они к эрозивным ложбинам и распространены не площадно, а большей частью линейно.

Лучше сохранились формы ледникового и водно-ледникового рельефа самаровской стадии в бассейнах Дубчеса, Елогуя и других левых притоков Енисея. Досамаровский рельеф здесь отличался значительно большей расчлененностью, чем современный. Передвигаясь по расчлененному рельефу, ледник увеличивал свою мощность. Это позволило ему преодолеть сравнительно крупные препятствия. В результате мощность основной морены достигла 140 м, образовались отторженцы и гляциодислокации. Контрасты досамаровского рельефа были сглажены, впадины заполнялись ледниковыми отложениями и формировался ледниковый рельеф, сохранившийся до сих пор. В краевой зоне ледника описана полоса холмистого рельефа шириной до 100—120 км [Архипов, Кинд, 1962]. В ней выделяются комплекс единичных, местами вытянутых в цепочку, мелких холмов и гряд и крупные массивы, объединяющие целые группы высоких холмов, расположенных как бы на одном основании. Такие массивы описаны С. А. Архиповым и Х. А. Кинд на северо-восточной окраине Келлог-Теульской возвышенности, в верховьях рек Каменный Дубчес и Сарчиха. Отмечается общее постепенное снижение холмов по высоте и уменьшению их к краю ледника.

Первый тип рельефа — обширные поля холмов и гряд, приуроченных к поверхности с абсолютными отметками от 180 до 220 м. Относительные высоты обычно овальных и округлых холмов составляют 30—35 м, реже до 45—50 м. Размеры их колеблются от сотен метров до 2—3 км в диаметре. Вершины куполообразные или вытянутые и уплощенные. Холмы разобцены понижениями, размеры и очертания которых разнообразны. Эти понижения часто замкнутые.

Высота массивов, приуроченных к максимальным отметкам поверхности до 270—290 м, достигает 100—110 м, а высота «панизированных» на них холмов не превышает 15—20 м. Массивы холмов имеют овально-вытянутые очертания в плане, а размеры их колеблются от 3—5 до 10—12 км в диаметре. Вершины холмов обычно пологие или выпуклые, однако вверху крутизна склонов разна 15—20°. Ближе к основанию массива склоны становятся прямолинейно-вогнутыми. Отмечается сравнительно густая расчлененность массивов реками, протекающими в плоскодонных долинах, лощинами и оврагами с крутыми падениями тальвегов к понижениям.

Таким образом, в отличие от центральных районов Западно-Сибирской равнины здесь хорошо выделяются в рельефе комплексы форм, которые справедливо считаются краевыми ледниковыми образованиями. Последние окаймлены зандровыми полями, особенно в бассейнах рек Сым, Кас. Эти поля С. А. Архипов и Х. А. Кинд назвали зандровыми террасами, которые отличаются от речных огромными размерами (в 20—30 раз шире).

Крупные ложбины стока, заполненные песками по Сыму, Тыму, Кети и Касу и ранее описанные нами [Земцов, Шацкий, 1959], хорошо выражены в рельефе. Среди них ярко очерчена Тымская ложбина стока,

шириной до 30—40 км, ориентированная в северо-восточном и юго-восточном направлении. На днище ложбины отчетливо прослеживаются линейно вытянутые песчаные гряды. Они тянутся параллельно друг другу местами на десятки километров при ширине до 3 км. Межгрядовые понижения заняты болотами или озерами вытянутой формы. Превышения гряд над разделяющими их болотами равны 5—10 м. Рельеф гряд имеет флювиогляциальный генезис, о чем свидетельствует грубозернистый (с галькой) состав слагающих их песков.

На северо-западе Западно-Сибирской равнины роль ледников по сглаживанию контрастности рельефа также очень велика. Их отложениями выровнены тектонические депрессии, прогибы и эрозионные долины. Однако ледниково-аккумулятивные формы рельефа встречаются редко. Достоверными следами пребывания здесь ледника являются многочисленные гляциодислокации, представленные мелкими крутыми складками в верхних слоях дочетвертичных пород и прослеживаемые в глубину до 200 м. Складки эти обычно затухают уже с глубины десятков метров. Размеры складок от нескольких метров до 2—3 км в поперечнике, а углы наклона слоев составляют 80—90°. По форме это сильно вытянутые асимметричные антиклинали, местами с наиболее крутыми северо-западными крыльями. Такие складки наблюдаются в бассейнах рек Няляня, Сыкосынья, Вогулка, Сев, Сосьва, в среднем течении рек Висим, Казым, а также на возвышенностях Люлин-Вор, Мужинский Урал и Черная гора. Складки, по всей вероятности, образовались в результате напорного воздействия наступающих на равнину ледников [Захаров, 1965, 1969].

Для выяснение рельефообразующей роли ледника очень важно знать, что к проявлениям мелкой складчатости приурочен параллельно-грядовый рельеф. Природа его еще не выяснена. Существует несколько гипотез, которые подробно изложены Ю. Ф. Захаровым [1965] и С. П. Альтером [1971], поэтому ограничимся лишь несколькими замечаниями.

Геологи ВСЕГЕИ принимали параллельно-грядовый рельеф за ледниково-аккумулятивный. Сходную мысль для приуральской части равнины высказал Г. Ф. Лунгерсгаузен [1955, с. 61]: «параллельно-грядовый рельеф создан... совокупным действием ледниковой эрозии, аккумуляции и вымораживания грунта у краев крупных массивов мертвого льда в процессе их сокращения». Позднее в низовьях рек Пур и Надым были описаны линейно-грядовые формы рельефа, которые напоминают ледниковые, отличаясь от последних менее четкой морфологией и более крупными размерами. Гряды встречаются в местах выхода на поверхность палеогеновых пород и зачастую сложены ими. Лишь тонкий плащ отложений плейстоцена перекрывает их с поверхности. Ю. Ф. Андреев [1960] и С. П. Альтер [1960] приписывают этим грядам, которые в значительной степени были преобразованы мерзлотными и эрозионными процессами, тектоническую природу, однако механизм образования гряд ими не раскрыт.

С. П. Альтер [1971, с. 164] объединяет в единую группу параллельно-грядовые формы рельефа, расположенные в пределах всей Западно-Сибирской равнины. На этом основании он отрицает ледниковый генезис грядового рельефа севера равнины. Можно согласиться с его тезисом, что «возникновение параллельно-грядового рельефа обусловлено не одним, а рядом факторов, проявлявшихся как синхронно, так и последовательно во времени при определенном сочетании естественно-исторических обстоятельств». Однако совершенно недопустимо объединять, например, не имеющие ничего общего гряды Барабы и Ишимской степи, лощины древнего стока [Москвитин, 1952; Покрасс, 1954; Миханков, 1960], параллельно-грядовый рельеф в низовьях рек Пур и Надым, в Северном Зауралье и других районах. Размеры и строение этих форм рельефа раз-

лично. Нельзя отрицать, что генезис некоторых из них связан с дифференциальными неотектоническими движениями и мерзлотными процессами. Вместе с тем нельзя забывать, что параллельно-грядовые формы встречаются не только в областях новейших поднятий, но и в областях погружений. Например, гряды широко распространены в Ляпинском прогибе и их нет по древним разломам вдоль восточного склона Урала [Захаров, 1968].

В Северном Зауралье на сравнительно небольшой площади Ю. Ф. Захаров [1965] выделяет четыре разновидности грядового рельефа: 1) микроуэсты, 2) цепочки бугров пучения мерзлотно-эрозионно-тектонического происхождения, 3) гряды — образования салехардского моря — типа береговых валов или дюн и 4) гряды, приуроченные к участкам неглубокого залегания коренных пород и по своему генезису являющиеся напорным образованием ледника. Последние гряды весьма тесно сочетаются с отторженцами и гляциодислокациями.

Отсюда видно, что даже на локальных участках равнины гряды имеют различный генезис. Некоторые из них совершенно не связаны с оледенениями и, естественно, не доказывают наличие ледников на севере равнины. Генезис других можно объяснить только действием льда.

Не выяснен генезис грядовых форм рельефа наиболее возвышенных участков и в других районах равнины. В верховьях бассейна р. Надым еще М. М. Фрадкин [1939, 1946] описал гряды холмов, которые принял за конечную морену второго (надымского) оледенения. Позднее Г. И. Лазуков и И. В. Рейнин [1961] наблюдали здесь грядообразные возвышения, имеющие северо-восточную и северо-западную ориентировки. Ширина гряд достигает нескольких сотен метров, а высота — 15—20 м. Гряды тянутся на несколько километров. Они как бы наложены на плоский пьедестал и часто осложнены небольшими всхолмлениями и понижениями эрозионного и эолового генезиса. В междуречье Надыма и Пура, к северу от оз. Пякуто, грядовые образования отмечает А. И. Ласточкин, однако они имеют почти меридиональную ориентировку и распространены на отметках 120—130 м. К сожалению, эти исследователи не раскрывают геологического строения видимых ими гряд, поэтому нет оснований отрицать их ледниковое происхождение.

Пологохолмистый моренный рельеф тазовской стадии максимального оледенения развит в правобережье р. Таз, на Худосей-Ширтинской возвышенности, где абсолютные высоты достигают 201 м и приурочены к истокам Худосей, Печальки, Малой и, частично, Большой Ширты. В рельефе выделяются отдельные холмы округлой формы, чередующиеся со слабо заболоченными понижениями, прорезанными реками. Высоты холмов над соседними понижениями наибольшие в придолинных участках, где хорошо развита овражно-балочная сеть. Вдали от речных долин холмы снижаются и не превышают 20 м. Озера здесь развиты слабо и имеют небольшие размеры. Чаще встречаются округлые заболоченные понижения — котловины бывших крупных водоемов. В некоторых котловинах сохранились до сих пор остаточные озера. Например, оз. Лебединое занимает лишь одну десятую, а оз. Окуневое — одну треть прежней котловины. Их днища имеют абсолютную отметку до 120 м, а соседние моренные холмы — свыше 140 м. В послеледниковое время озера были спущены развивающейся речной сетью. На их месте сохранились лишь плоские низменные заболоченные котловины с остаточными мелкими озерами. Местами котловины полностью заболочены. Крупная заболоченная котловина расположена в среднем течении Бол. Ширты.

Рельеф здесь глубоко и густо расчленен эрозионной сетью, так как находится в области новейших поднятий. В долинах встречаются врезанные меандры. Болота имеют древовидную или лапчатую форму или же занимают понижения между холмами. Ледниковый генезис пологохолмистого рельефа подтверждается не только морфологией поверхности,

значительно расчлененной эрозивной сетью и еще не потерявшей свой прежний ледниково-аккумулятивный облик, но и повсеместным распространением ледниковых отложений.

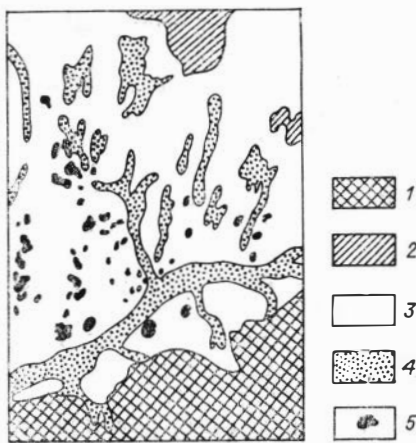
Холмисто-моренный рельеф тазовской стадии хорошо сохранился в восточной части Сибирских Увалов на Вах-Тазовском водоразделе, приуроченном к Верхнетазовскому сводообразному неотектоническому поднятию. Отметки здесь колеблются от 120 до 285 м. Рельеф представляет сочетание изолированных и беспорядочно расположенных крупных с пологими склонами холмов, с относительными высотами до 60 м. Местами холмы соединяются в группы и образуют холмисто-моренные гряды, ориентированные в широтном направлении. Такая гряда четко выражена в рельефе на водоразделе рек Каралыка и Ватылыка. Она хорошо дешифрируется по аэрофотоснимкам. Ее абсолютные отметки наиболее высоки на северо-востоке равнины, а морфологический облик близок к краевым ледниковым образованиям района озер Маковского и Налимьего [Земцов, 1964а]. Склоны холмов образуют изолированные холмистые возвышенности с отметками 201, 206, 213, 245, 211 м. Возвышенности разделяются глубокими и узкими долинами небольших речек. Сухие и слабо заболоченные лога местами пересекают второстепенные водоразделы и создают сквозные долины. Однако здесь проследить единый конечно-моренный пояс невозможно. Поэтому граница ранее выделенного нами тазовского оледенения проводилась по холмисто-моренным грядам и одиночным холмам и не всегда совпадает с водораздельной линией между бассейнами рек Вах и Таз. Речки, начинаясь с низких выположенных и заболоченных возвышенностей и встречая на своем пути более высокие холмы, огибаяют последние и протекают в понижениях между ними. Некоторые речки в верховьях занимают древние долины стока талых ледниковых вод, прорезывающих моренные гряды.

Холмисто-моренный рельеф Вах-Тазовского междуречья постепенно снижается к западу, и в бассейне р. Толька его отметки редко превышают 200 м и в верховьях Пура, где расположена обширная пониженная и заболоченная меридиональная полоса с обилием озер, падают до 90—100 м. Эта полоса соединяет истоки правых притоков широтного участка Оби и Пура. В ее пределах кроме озер имеются эоловые формы рельефа, а также холмы, покрытые валунно-галечным плащом, и более крупные эрозивные останцы, расположенные среди заболоченной поверхности. Учитывая очень низкое гипсометрическое положение полосы с характерными формами рельефа, можно считать ее древней ложбиной, по которой, видимо, осуществлялся сток речных вод с юга в период распада ледников тазовской стадии на севере Западной Сибири.

Постепенное снижение высот до 100 м и менее наблюдается и к югу, где расположены обширные зандровые поля, окаймляющие холмисто-моренный рельеф краевых образований тазовской стадии. Сток талых ледниковых вод на юг определялся прежде всего наклоном в этом направлении доледникового рельефа, обусловленного новейшими тектоническими поднятиями. Амплитуда новейших поднятий в пределах Верхнетазовского свода достигает 250 м и более, изменяясь в среднем от 100—125 до 175—200 м. Стекая на юг, флювиогляциальные потоки нацело размыли ледниковый рельеф и слагающие его валунные суглинки самаровской стадии максимального оледенения или перекрыли их своими отложениями. Очень редко размывы останцы этого рельефа едва возвышаются над окружающей их зандровой равниной. Тальными водами выработаны ложбины стока, которые затем были частично унаследованы современной речной сетью, имеющей отчетливо выраженный перистый тип и меридиональную ориентировку. Такое направление стока, нормально к краю ледникового покрова занимающего наиболее возвышенные участки доледникового рельефа, не способствовало образованию приледниковых ложбин, параллельных краю тазовского ледника и формирующих его положение.

Рис. 19. Геоморфологическая схема задровой равнины Сургутского Полесья.

1 — пологохолмистый расчлененный эрозионный рельеф области самаровского оледенения; 2 — пологохолмистый рельеф области тазовской стадии максимального оледенения; 3 — задровая равнина; 4 — развееваемые пески и дюны; 5 — озера.



Итак, граница тазовской стадии подчеркивается заметным снижением поверхности к югу и сменой холмисто-моренных ландшафтов плоскими слабо наклоненными к югу задровыми равнинами (рис. 19), с обширными массивами грядово-мочажинных болот. Изменяются также рисунок речной сети и глубина ее вреза. Валунные суглинки и пески сменяются флювиогляциальными, а южнее — озерно-аллювиальными песками. Это находит отражение и в смене растительности — темнохвойные леса уступают свое место сосновым борам-беломошникам с редким древостоем. В данном случае граница является важным ландшафт-ным рубежом [Григор, Земцов, 1961].

Задровая равнина подробно описана ранее [Земцов, 1959б, 1962а, 1966а]. Это сравнительно плоская или пологоволнистая поверхность наклонена к югу. Ее отметки на севере составляют 100—110 м, а к югу на расстоянии 100—200 км они снижаются до 60 м. На плоской поверхности среди обширных грядово-мочажинных болот широко распространены озера (рис. 19). Разнообразят рельеф задровой равнины долины многочисленных небольших речек, протекающих, как правило, параллельно друг другу с севера на юг или с северо-востока на юго-запад. Речная сеть врезана неглубоко, и высоты равнины над уровнем воды в речках нигде не превышают 15 м, варьируя обычно в пределах 1—8 м. Весною реки текут почти вровень с берегами. Долины в основном симметричные и слабо выражены в рельефе. В них прослеживается пойма и I надпойменная терраса.

На равнине сохранились следы блуждания древних водных потоков, которые по своим размерам значительно превосходят русла современных рек. Многие из рек унаследовали древние ложбины стока талых ледниковых вод. По бортам этих ложбин вдоль современных рек в меридиональном или близком к нему направлении расположены песчаные гряды, приуроченные к долинам рек и генетически однородные со всей остальной сильно заболоченной и изобилующей озерами поверхностью задровых полей. Отмеченные особенности рельефа равнины не оставляют сомнения относительно ее водно-ледникового генезиса. Это типичные задровые поля. Необходимо отметить, что Г. И. Танфильев о реках и озерах Белорусского Полесья также писал: «Кто видел одну-две полесские речки, тот знает их все; кто знаком с одним-двумя озерами, тот, уже по взгляду на топографическую карту, определит глубину озера, характер его берегов, а часто и происхождение и относительный возраст» [1953, с. 27]. Эта меткая характеристика вполне соответствует рекам и озерам Сургутского Полесья. В последнее время некоторые геологи, отрицая покровное оледенение севера Западной Сибири, называют равнину озерно-аллювиальной, с чем нельзя согласиться. Противоречит этому не только морфология равнины, но и ее геологическое строение. Она сложена песчаной толщей, которая не делится на русловый и пойменный аллювий. В верховьях речек, берущих начало у кромки ледниковых образований и дренирующих равнину, обнажаются грубозернистые пески с галькой и валунами. Последние встречаются на поверхности в дефляционных котловинах. К югу строение равнины существенно

изменяется: грубозернистые гравелистые пески сменяются тонкозернистыми, а затем супесями и суглинками. Вложенные же в равнину террасы, например р. Вах, отличаются четким делением аллювия на русловый и пойменный, который характеризуется большой сортировкой и хорошей окатанностью материала.

Таким образом, и в рельефе области максимального оледенения прослеживается широтная зональность. В краевой зоне самаровской стадии преобладает пологоволнистый рельеф, сформировавшийся в основном в подпрудных бассейнах, которые никогда не выходили за пределы весьма обширных долин тобольского флювиала. Лишь севернее рельеф приобретает большую контрастность (Ларьякский и Аганский материки). Лучше сохранились краевые ледниковые образования тазовской стадии на Сибирских Увалах в виде прерывистого пояса холмисто-моренного рельефа. С дистальной стороны он окаймляется широким полем зандровых равнин, а с проксимальной рельеф менее контрастный, со слабо выраженными морейными холмами (замкнутыми или полузамкнутыми) и заболоченными понижениями между ними.

Ледниковый и водно-ледниковый рельеф зырянского оледенения и условия его формирования

Зырянское верхнеплейстоценовое оледенение выделено В. Н. Саксом на северо-западе и северо-востоке Западно-Сибирской равнины, а также в соседних горных районах. Последующие исследования подтвердили основные положения В. Н. Сакса относительно характера и размеров зырянского оледенения. Однако некоторые из них предполагали распространение ледникового покрова почти на весь север равнины, другие отрицали его даже в горах Урала и Северо-Сибирского плоскогорья. Большинство геологов наличие зырянских ледников считает несомненным. Выделено несколько стадий, описаны соответствующие им отложения и прекрасно сохранившиеся формы ледникового рельефа [Стрелков, 1965а; Исаева, 1963; Старосельцев, 1965; Куликов, 1963, 1971; и др.]. Общая площадь бывшего ледника составляет не менее 400 тыс. км² [Куликов, 1971].

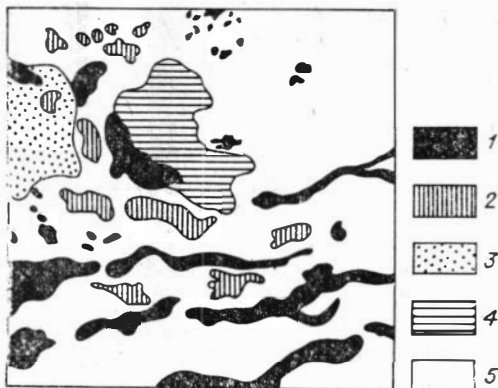
Наши многолетние исследования позволяют утверждать, что зырянские ледники имели место не только в горах, но и выходили за их пределы на территорию Западно-Сибирской равнины, где распространены ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа.

Рельеф северо-восточной части равнины

Зырянский ледник занимал север Енисей-Тазовского междуречья, бассейны Малой и Большой Хеты и восточную часть Гыданского полуострова, где С. А. Стрелков [1963] выделяет омертвевший таймырский предгорный покров. Наши материалы свидетельствуют о том, что ледник занимал меньшие площади. Его следы наиболее полно сохранились в бассейнах Турухана, верховьев Бол. Хеты и правых притоков нижнего течения Таза, где рельеф молодой. Еще слабо затронуты эрозией его ледниковые и водно-ледниковые черты. Отличается он значительной сложностью и исключительным разнообразием форм, которые образовались под действием как активного, так и пассивного льда. Здесь выделяются конечные морены, гляциодепрессии, камы, озерно-ледниковые равнины, зандры, ложбины стока талых вод, озера различных форм, размеров и генезиса, в том числе рытвинные озера (рис. 20). Хорошо выражен холмисто-моренный рельеф. На первый взгляд создается впечатление, что в этом сложном якобы бессистемно построенном комплексе нельзя проследить какой-либо закономерности в пространственном рас-

Рис. 20. Рельеф области зырянского оледенения.

1 — озера в древних подледниковых ложбинах стока и термокарстовые озера; 2 — отдельные холмы и гряды; 3 — холмистая поверхность; 4 — гляциодепрессии; 5 — зандровые поля.



положении форм рельефа и установить генетическую связь между ними. Однако при более детальных полевых исследованиях и анализе фотоматериалов удается наметить четко выраженную зональность и некоторые закономерности в распространении ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа. Ясно выделяются два прерывистых пояса краевых ледниковых образований, приуроченных к основным водоразделам Таз-Енисейского междуречья. Последние, в свою очередь, отражают неровности доледникового рельефа, обусловленные системой тектонических поднятий и эрозионных выступов. Непосредственно с дистальной стороны к этим поясам примыкает холмистый рельеф с глубоким эрозионным расчленением. Местами встречаются широкие ложбины, по которым протекают небольшие речки. Разработка ложбин происходила под действием талых вод в процессе разрушения ледника. Западнее полосы холмистого рельефа развиты зандровые поля и долинные зандры с обилием озер. С проксимальной стороны главного пояса огромные пространства занимают озерно-ледниковые равнины. Поверхность последних сравнительно ровная с редкими изолированными холмами, с болотами и озерами.

Хорошо выражен моренный пояс, протягивающийся от верховий Бол. Хеты через истоки р. Турухан к озерам Дзелинда, Маковскому, Налимьюму в бассейн р. Чировая. Этот пояс — самая высокая часть Енисей-Туруханского междуречья с отметками до 200 м. Среди форм рельефа краевой зоны четко выделяются фронтальные (лобовые) и боковые конечные морены. Их высота над окружающей поверхностью достигает 80—130 м, ширина измеряется сотнями метров или первыми километрами, а длина — десятками километров.

Подобные краевые ледниковые образования на Таз-Енисейском междуречье описаны ранее [Земцов, 1964а; Земцов, Фацевский, 1970, 1972; Земцов, Шатский, 1959]. Здесь приведены лишь новые данные, полученные автором во время экспедиций 1967 и 1970 гг.

Конечная морена идеальной формы, представляющая в плане вид дуги, выпуклая сторона которой обращена на запад по направлению движения ледника и с запада и северо-востока окаймляет оз. Маковское. Она сложена с поверхности гирляндами мелких валов, дугообразно выгнутых и параллельных друг другу, а также системой мелких моренных холмов. Последние имеют округлую форму с неровными или полого выпуклыми вершинами и сравнительно крутыми склонами. Среди холмов расположены замкнутые понижения, реже термокарстовые западины. Вытянутые повышения в виде валов у залива оз. Маковского ориентированы под некоторым углом к береговой линии.

Мелкие вытянутые валы и холмы как бы «насажены» на крупную конечно-моренную дугу, длина которой достигает 40 км при ширине 5—10 км. Максимальная отметка гряды равна 194,3 м. Относительное превышение гряды над уровнем воды в озере составляет 130 м, глубоким заливом она расчленяется на четко выраженные в рельефе фронтальную и боковую морены. Валы и холмы, образующие конечно-моренную гряду, сложены преимущественно крупнозернистыми, плохо отсор-

тированными и слабо окатанными песками с валунами и галькой. У основания гряд по берегам озер очень много крупных валунов, а также глыб до 1,5—2 м в диаметре.

По периферии выпуклой части фронтальной морены, перпендикулярно к ней в виде веера тянутся на расстоянии 5—10 км песчаные валы, образуя обширный конус задровых полей. Ширина валов колеблется от 0,2 до 1 км. Разделены они заболоченными понижениями, где много торфяных бугров и мелких термокарстовых озер. Отметки валов более 100 м, а их превышение над окружающей поверхностью около 40 м.

С проксимальной стороны конечной морены расположено крупное оз. Маковское, занимающее лишь часть обширной котловины и характеризующееся крайне неравномерной глубиной. Наиболее глубокая западная половина озера примыкает непосредственно к конечным моренам, а мелкая — восточная — занимает гляциодепрессию, большая часть которой в настоящее время осушена.

Фронтальная морена идеальной формы у оз. Налимьего, выделяясь в рельефе, огибает озеро с запада и юга и образует подкову. Выпуклость морены обращена на юго-запад и имеет более пологий склон, а вогнутая круто обрывается к озеру. Отметка фронтальной морены 172,9 м. Превышение ее над уровнем воды 110 м. Длина равна 16 км, ширина — 2—3 км. На западе по периферии морены также выделяются узкие валы, которые перпендикулярны к ней и веерообразно расходятся, заметно понижаясь и сливаясь с прилегающей равниной. С проксимальной стороны конечной морены в гляциодепрессии расположено оз. Налимье. Большая же часть гляциодепрессии плоская и сильно заболочена.

Продолжением конечных морен у озер Маковского и Налимьего являются отдельные моренные холмы и камы, которые в верховьях Бол. Хеты объединяются в группы. Здесь по южному берегу оз. Хетского расположена еще одна конечная морена, абсолютная высота которой 181 м, длина около 6 км, ширина 2 км. Южнее ее наблюдаются несколько изолированных мелких холмов и холмистых возвышенностей. Например, отчетливо фиксируется холмистая возвышенность хр. Тайменний, который возвышается над уровнем воды в оз. Таймень на 90 м. Крупная куполообразная возвышенность, оконтуриваемая этим озером, состоит из более мелких холмов. Озера Маковское и Таймень соединены широкой ложбиной, западнее которой тянется ряд отдельных холмов.

В междуречье Бол. Хеты и ее левого притока р. Покойницкой пмеется еще одна крупная возвышенность. Длина ее превышает 40 км, ширина около 10 км, а высота над соседними равнинами колеблется от 50 до 70 м. Возвышенность состоит из отдельных разобщенных валов и гряд, в форме дуг, выпуклые стороны которых также обращены на юго-запад. Выше устья р. Покойницкой р. Бол. Хета прорезает серию гряд, продолжающихся к северу. В русле реки здесь много порогов из валунов.

Таким образом, в рельефе ясно прослеживаются краевые ледниковые образования в виде конечных морен дугообразной формы. Все они выпуклой стороной обращены на запад и юго-запад. Преимущественно это фронтальные морены, возвышающиеся на десятки метров над равнинами. С проксимальной стороны к моренам примыкают гляциодепрессии, которые были заняты ледниковыми языками. Контуры последних фиксируются фронтальными и боковыми моренами.

Следует подчеркнуть, что описанные конечные морены не образуют единого сплошного моренного пояса. Это разорванные полосы, в состав которых входят не только конечные морены в виде дуг, но и изолированные куполообразные или вытянутой формы холмы, реже группы холмов типа камов. Последние отмечены южнее оз. Налимьего, в бассейне р. Перовая, левого притока Турухана. Камы — это беспорядочно расположенные холмы. Местами они группируются. Вершины холмов плоские

или слабовыпуклые, а склоны достаточно крутые. Разделены камы замкнутыми заболоченными впадинами с мелкими озерами. Отличить холмисто-моренные ландшафты от камовых чрезвычайно трудно. К. К. Марков писал, что оба типа рельефа объединяются общей чертой — беспорядочным распределением холмов самой различной формы [1941]. Во многом сходно и их геологическое строение.

На северо-востоке Западно-Сибирской равнины распространены флювиогляциальные камы, сложенные песками и гравием с примесью суглинков. Эти отложения характеризуются разнообразной слоистостью — косой, волнистой и перекрестной. В плане камы имеют несколько расплывчатую продолговатую форму. Вершины их как бы приплюснуты. Поля камов образуют ориентированные в радиальном направлении полосы. Флювиогляциальные камы образуются в трещинах преимущественно мертвого льда.

В устье р. Перовая в железнодорожном карьере нами описан разрез куполообразного холма. В ряде других разрезов установлено, что в строении холмов принимают участие преимущественно крупно- и разнозернистые пески часто с обилием гравия, галек и валунов.

В краевой зоне очень много озер, которые отличаются значительными глубинами и разнообразной конфигурацией в плане. Местами они располагаются сериями между соседними конечными моренами, свидетельствуя о возможном здесь стоке вод во время таяния и разрушения ледника. К северу от бассейна р. Турухан В. С. Волковой и А. Г. Шурьгиным [1961] прослежены подобные «прерывистые полудужья» конечно-моренного грядового рельефа в бассейне среднего течения Бол. Хеты, которые относятся к караульской стадии отступления зырянского оледенения, впервые выделенной на левобережье в нижнем течении Енисея С. Л. Троицким и С. А. Стрелковым.

Туруханской котловиной, длина которой превышает 150 км при ширине до 30 км, прерывистый пояс ледниковых образований отделяется от расположенного западнее второго пояса, маркирующего положение края ледника в максимальную стадию зырянского оледенения. Туруханская котловина на севере соединяется с котловиной, занятой долиной Бол. Хеты, и ориентирована с северо-востока на юго-запад. Река Турухан, протекая по одноименной котловине, образует огромную излучину, обращенную выпуклостью на юго-запад. Краевые образования караульской стадии оконтуривает р. Турухан.

Абсолютные высоты Туруханской котловины равны 50—60 м, реже 70 м. На востоке она окаймляется возвышенностями до 130 м, а на западе — несколько ниже. Дно котловины очень плоское, местами волнистое, с обилием озер. Видимо, котловину во время таяния ледника занимал крупный полупроточный приледниковый водоем, поэтому здесь распространены озерно-ледниковые отложения, значительная глинистость и льдистость которых способствовали интенсивному развитию термокарстовых озер. Котловина фиксирует длительное стационарное положение края ледника на линии моренных гряд у озер Маковского и Налимьего.

Второй прерывистый пояс краевых образований проходит у озер Советских, Тайменного, Чандык, тянется по левобережью Бол. Хеты и, возможно, по водоразделу ее с р. Мессо. Южнее озер Советских расположена высокая дугообразная возвышенность, выпуклая сторона которой обращена на юго-запад. Пологий склон ее опускается к пониженной котловине — гляциодепрессии, занятой озерами, соединяющимися рч. Советской. Севернее возвышенности прослеживаются лишь отдельные холмы с отметками более 100 м. Они приурочены преимущественно к западному обрамлению обширной котловины общей площадью около 140 км². Судя по гипсометрическому положению, особенностям рельефа и строению берегов, в позднеледниковое время эти озера представляли крупный единый водоем [Земцов, 1964а; Земцов, Фащевский, 1970].

Несколько вытянутых холмов образуют холмисто-моренную гряду, которая полукольцом охватывает с запада и юго-запада оз. Тайменье. Конфигурация последнего подчеркивается дугообразной фронтальной мореной. С востока к озеру причленяется обширная плоская округлой формы гляциодепрессия, бывшая в прошлом дном озера.

Между конечными моренами очень много вытянутых озер, которые являются характерным элементом ландшафта в зоне краевых ледниковых образований. На водоразделе рек Бол. Хета и Турухан на расстоянии 1—3 км и параллельно друг другу расположены шесть озер. Длина оз. Дюгокит 15 км, максимальная ширина около 2 км. Узкой протокой оно соединяется со вторым озером длиной около 5 км. Большая ось озера имеет широтное или близкое к нему направление. Параллельно оз. Дюгокит и южнее его находятся озера Тарамук, длина которых достигает 14 км при ширине не более 1 км. Этот водоем также состоит из трех мелких озер, расположенных в заболоченной котловине и связанных между собой небольшими протоками. Вероятно, и здесь было очень длинное озеро, но затем в связи с понижением уровня в послеледниковое время оно оказалось расчлененным на ряд узких вытянутых в широтном направлении озер.

Группа параллельных озерных котловин на западе, прорывая холмисто-моренный пояс, открывается в пределы зандровой равнины. Длинные озера располагаются не только группами параллельно друг другу, но и образуют четкообразные озерные системы. В таком случае они сосредоточены в одной узкой рытвинной долине, занимая более глубокие участки. Характерные особенности этих озер следующие [Земцов, 1964а]:

1) при значительной длине и небольшой ширине они имеют вытянутую форму; их ориентировка широтная или близкая к ней, т. е. соответствует направлению движения ледника;

2) отличаются большими глубинами, ступенчатым продольным профилем, глубокие вытянутые впадины, занятые водой, чередуются с сухими перемычками, глубина озер местами достигает 50 м (оз. Сев. Советское и восточный залив оз. Центр. Советское);

3) длинные озера, вытянутые в цепочку, занимают ложбины, которые, как правило, параллельны и располагаются близко (1—2 км) друг к другу;

4) берега высокие, местами крутые, нередко обрывистые; в них обнажаются валунные суглинки и супеси или пески, часто с обилием валунно-галечного материала, которого очень много у подножия берегов и на дне озер.

Несколько слов о генезисе озер. Подобные озера в областях древних оледенений Русской равнины описаны еще Д. Н. Анучиным [1898] и С. Н. Никитиным [1899], которые связывали их образование с действием подледниковых и предледниковых вод. Одновременно есть и представления о их экзарационном генезисе [Вольдштедт, 1955]. Критически рассмотрев существующие гипотезы, мы пришли к выводу о тесной связи происхождения равнин с действием талых вод, протекающих в краевой зоне ледникового покрова в глубоких трещинах и подо льдом [Земцов, 1964а]. С действием талых ледниковых вод связывает образование рытвинных долин в Литве Ч. Кудоба [1965], а также исследователи, изучавшие рытвинные озера на северо-западе европейской части СССР [Последний ледниковый покров..., 1969].

Некоторые вытянутые рытвины с цепочкой длинных и узких озер разделяются озоподобными валами протяженностью до 10—20 км. Поверхность валов осложнена ориентированными в том же широтном направлении холмами со слабовыпуклыми вершинами. Ширина валов колеблется от 0,1 до 3 км. В расширенных участках холмы сменяются выположенными пологоволнистыми низинами, которые часто заболочены,

изобилуют торфяными буграми и термокарстовыми западинами. В районе Советских озер эта поверхность расчленена рытвинами и осложнена валами. С 1967 г. мы изучили разрез валов, где сверху залегают или неслоистые суглинки и супеси, или крупно- и среднезернистые пески. И в тех и в других наблюдается обилие валунов и гальки. Мощность этих отложений обычно не превышает 2 м. Ниже вскрываются средне- и мелкозернистые пески с косой и волнисто-прерывистой слоистостью, которые переслаиваются с глинистыми песками и супесями, а также гравелистыми песками с линзами галечника. На поверхности валов в дефляционных котловинах повсеместно встречаются галька и валуны. Мощность песчаной толщи превышает 20 м. К центру валов приурочены изолированные невысокие (до 5—10 м) холмы овальной и конусовидной формы с довольно крутыми склонами. Холмы местами тянутся в виде цепочки и сложены с поверхности галечником, нередко хорошо окатанным.

В. Д. Дибнер и Н. Г. Загорская наблюдали у края современных ледников Арктики не только подобные конусовидные холмы, но и сам процесс их формирования. Конусовидные холмы, по их мнению, образуются «в результате скопления несомого по леднику тальми водами материка в сквозных проталинах, в которых он осыпался на ложе ледника после полного протаивания последнего» [1958, с. 92]. Эти геологи пришли к выводу о флювиогляциальной природе холмов, которые откладывались один за другим в руслах потоков талых вод ледника и образовали продольные озы. В данном случае подтверждается «русловая» теория происхождения озов. Валы, наблюдаемые нами на Таз-Хетском междуречье, имеют иной генезис. Они не могут быть названы озами. Однако роль талых ледниковых вод в их формировании несомненна.

К западу от краевых образований стадии зырянского оледенения расположена флювиогляциальная равнина, постепенно снижающаяся к р. Таз. На ней распространены древние долины стока талых ледниковых вод, которые тянутся на десятки километров в юго-западном направлении. В древних долинах цепочкой расположены длинные и узкие озера. В долине, по которой протекает р. Мал. Парусовая, имеются несколько озер длиной до 6—7 км при ширине 0,3 км. Уровень воды в них на 25 м ниже окружающей местности. Вытянутые долины с озерами заканчиваются в крупном озеровидном расширении долины р. Таз.

К востоку от конечно-моренных образований обширные пространства занимают пологохолмистые моренные равнины с обилием озер.

Итак, в области зырянского оледенения широко распространены и прекрасно сохранились формы ледникового и водно-ледникового рельефа, образование которых проходило в условиях активного (двигавшегося) и пассивного («мертвого») льда. В распространении этих форм четко намечается зональность. Комплекс краевых образований сформировался непосредственно у активного края ледника, представлен чаще дугообразной формы фронтальными конечными моренами, выпуклая часть которых обращена на запад и юго-запад по направлению движения ледника. Западный склон их более пологий, восточный круче и обращен к крупным гляциодепрессиям (ледниковым бассейнам). Последние частично заняты озерами, приуроченными к конечным моренам, и полукольцом оконтуриваются ими. Хорошо выражен холмисто-моренный рельеф с вытянутыми озерами, занимающими рытвинные долины. Краевые ледниковые образования объединяются в два прерывистых пояса конечно-моренных гряд, соответствующих стадиям отступления зырянского ледника. Возможно, что они связаны с активизацией ледниковых явлений в момент общего фронта отступления. Краевая зона ледника представляла не огромную выпуклую дугу, а отдельные ледниковые языки, которые в зависимости от неровностей дозырянского рельефа образовали фестончатую границу ледникового покрова.

В дистальном направлении холмисто-моренный рельеф с конечными моренами сменяется холмисто-волнистыми озерными равнинами, которые переходят в задровые поля, выполняющие долины рек, выработанные в дозьярянское время. С востока к моренным грядам примыкают озерно-ледниковые равнины, бывшие вместилища ледниковых бассейнов. Местами в рельефе четко прослеживаются полные ледниковые комплексы, которые свидетельствуют о несомненном наличии покровного оледенения на северо-востоке Западно-Сибирской равнины.

Севернее, в бассейне Бол. Хеты, С. А. Стрелков [1965а] описал ледниково-аккумулятивный рельеф, представленный беспорядочным скоплением холмов с озерами между ними. Озера имеют крайне причудливую форму и различные размеры, уровни их располагаются на различных отметках. В левобережье Бол. Хеты отмечены своеобразные формы, которые образуют систему гряд и валов типа маргинальных озер. Последние приурочены к более или менее заметным возвышенностям. Высота их колеблется от 2—5 до 8—10 м при ширине 10—30 м и длине до 200 м, а в плане гряды, числом до 30—50, располагаются кулисообразно. На фотоснимках четко виден их дугообразный или волнистый рисунок. Гряды, протягиваясь на 8—15 км, фиксируют положение предполагаемого края ледника. Они сложены песками с рассеянной галькой и первоначально принимались за серии стадияльных (голичных?) морен или маргинальных озв [Стрелков, 1954]. Однако эти гряды существенно отличаются от гряд, которые изучались нами в бассейне р. Турухан. В описанном С. А. Стрелковым районе не выделяются полные ледниковые комплексы, да и сами гряды не образуют идеальных дуг, обращенных на запад. По своей величине они несоизмеримы с краевыми образованиями у озер Маковского и Налимьего. Позднее подобные мелкие гряды обнаружены в пределах распространения исключительно флювиогляциальных песков [Соколов, 1960]. Поэтому их генезис мог быть и не связан непосредственно с оледенением. С. А. Стрелков считает, что это «системы гряд отложились водно-ледниковыми потоками, протекавшими в серии параллельных трещин в краевой части маломощного ледникового покрова (хотя нельзя полностью отрицать и стадияльно-моренное их происхождение)» [1965а, с. 179]. В. Н. Соколов и Г. А. Значко-Яворский полагают, что гряды могут отражать тектонические структуры, быть эрозионными или береговыми валами [1957].

В низовьях Енисея (бассейн рек Перелятка, Танама, Лакурья) в рельефе преобладают водно-ледниковые образования, сложенные преимущественно песками с валунами и галькой. Местами в пески включен мореноподобный материал. Рельеф близок к камовому. Крупные возвышенности приурочены к выходам меловых отложений (Сигирте-Надо). В краевой части распространения ледниковых и водно-ледниковых отложений наблюдаются системы озоподобных гряд. С. А. Стрелков считает, что эти формы рельефа и слагающие их отложения свидетельствуют о проникновении сюда покровных ледников со стороны Таймырской низменности. Они быстро потеряли свою подвижность и превратились в процессе таяния в глыбы «мертвого льда». Однако граница распространения этих льдов улавливается с трудом. Судя по приведенным данным, можно лишь условно отнести эту часть Гыдана к области развития зьярянского оледенения.

Рельеф северо-западной части равнины

Почти все исследователи признают наличие ледников в верхнем плейстоцене Полярного, Приполярного и Северного Урала. Одни считают, что ледники были покровными, другие признают горно-долинный характер оледенения. Однако масштабы их распространения оценива-

лись различно. Геологи НИИГА и ВСЕГЕИ полагали, что ледник захватывал все Зауралье вплоть до 65° с. ш.; по В. Н. Саксу [1953] и Г. И. Лазукову [1959б, 1972], ледники выходили на равнину и занимали лишь небольшую площадь; наконец, И. Л. Кузин [1966] и Л. С. Троицкий [1966] пытаются доказать, что ледники никогда не покидали пределы Уральских гор.

Анализ фактических материалов позволяет нам присоединиться к точке зрения геологов, допускающих локальное распространение ледников в приуральской части равнины. Наиболее обоснованны, по нашему мнению, взгляды Г. И. Лазукова [1959б], который доказал, что зырянское оледенение охватило здесь незначительную площадь с очень хорошей сохранностью рельефа. Граница оледенения Г. И. Лазуковым проводится восточнее г. Салехарда и мыса Салемал. Южнее г. Салехарда в область оледенения входило все левобережье Оби до долины Сев. Сосьвы. В. А. Лидер [1965, 1969] и Ю. Ф. Захаров [1965] пишут, что зырянские ледниковые валунно-галечные накопления в виде гряд и холмов окаймляют полосой подножия хребтов Урала и тянутся параллельно склонам хребтов. Холмы имеют крутые склоны, различные очертания и ориентировку в плане. Размеры их колеблются от десятков метров до нескольких километров, а высота обычно равна 5—15 м.

Позднее Г. И. Лазуков [1972] границу оледенения стал показывать несколько севернее. В частности, бассейн Сев. Сосьвы оказался почти за пределами границы. Доказательством пребывания зырянского ледника на северо-западе равнины являются холмисто-грядовые формы рельефа ледниковой аккумуляции, наблюдаемые на правобережье Оби к северу от устья Аксарки вплоть до Салемала. К грядам и холмистым возвышениям округлой и неправильной формы приурочены отметки до 125 м. Холмы возвышаются над понижениями на 15—20 м, реке 40—50 м и имеют склоны крутизной до $30-40^{\circ}$. Местами высота холмов колеблется от 3—5 до 15—20 м. Холмы образуют гряды шириной в десятки метров, иногда в сотни метров при длине в несколько километров. На некоторых грядах «насажены» возвышения холмистообразной формы высотой в несколько метров. Гряды располагаются между замкнутыми или полужамкнутыми западинами, днища которых находятся на разных отметках. Г. И. Лазуков правильно относит холмисто-грядовые формы рельефа к зырянским ледниковым образованиям, ибо слагающие их отложения залегают не только на салехардских осадках, но и на казанцевских. Поэтому не может быть и речи о связи этих отложений с заключительным этапом ямальской трансгрессии. Эрозионной природе рельефа противоречит очень слабая его расчлененность и отсутствие связи с современными формами.

В некоторых районах, входящих в область зырянского оледенения, не установлены ледниковые формы рельефа, например, от Лабитнанги вплоть до подножий Урала. Вероятно, они были уничтожены во время распада и таяния ледника талыми водами. Отсюда столь широкое пространство в приуральской части равнины флювиогляциальных отложений [Лазуков, 1972]. Еще ранее В. Н. Сакс [1953] связывал широкое распространение флювиогляциальных отложений и холмов типа гамов в областях зырянского оледенения Сибири с действиями преимущественно мертвых льдов.

На наш взгляд, плохую сохранность холмисто-грядового рельефа на северо-западе равнины можно объяснить также размывом и разрушением его Обью. Долина ее в низовьях расширяется до 100 км, а пойма — до более 60 км. Судя по ясно выраженной правосторонней асимметрии долины, река в течение верхнего плейстоцена и голоцена смещалась вправо. Поэтому на правобережье холмы и гряды сохранились от размыва на небольших участках. В левобережье они отмечены в основном у подножия гор.

Мы наблюдали формы холмисто-грядового рельефа севернее г. Салехарда, и ледниковый генезис их представляется несомненным. Характерно некоторое сходство как форм ледникового рельефа, так и слагающих их отложений на северо-востоке и северо-западе равнины, однако имеются и существенные различия, связанные с более активным проявлением деятельности пуроранских ледников по сравнению с уральскими. В результате на северо-востоке прекрасно сохранились свежие и разнообразные формы ледникового рельефа. С большой активностью ледников здесь связан перерыв в осадконакоплении. Зырянские отложения залегают на казанцевских преимущественно с размывом, фиксируемым базальными галечниками. Дозырянский рельеф был более расчлененным и контрастным. Поэтому ледниковые и флювиогляциальные отложения залегают на различных гипсометрических отметках, нередко заполняя дозырянские долины.

Некоторые геологи, как уже отмечалось выше, границу зырянского оледенения проводят по 64—65° с. ш. Основанием для этого является грядовый рельеф, ранее принимаемый за ледниковый. Он встречается в междуречье Оби и Пура, Пура и Таза. Равнины здесь пологоволнистые и сложены с поверхности маломощной толщей преимущественно мелкозернистых песков и супесей с рассеянной в них галькой, гравием и редко валунами. Вскопления и гряды в рельефе этих равнин принимались за зырянские ледниково-аккумулятивные образования. Однако если последние и являются ледниковыми, то отнесение их к зырянским неубедительно. Зырянских ледниковых отложений здесь нет.

В заключение отметим, что имеющийся материал, несомненно, свидетельствует о том, что зырянский ледниковый покров проникал не только на северо-восток, но и северо-запад равнины, где также сохранились образованные им ледниковые и водно-ледниковые формы рельефа и отложения. Значительная песчаность отложений обусловлена большой обводненностью ледниковой зоны, где поистине происходила непрерывная борьба льда и воды, поступавшей не только от таяния ледника, но и со стороны Оби. Это не могло не сказаться на динамике ледников, на процессах осадконакопления и формирования специфического рельефа, существенно отличающегося от типичного ледникового рельефа северо-запада Русской равнины.

КРИОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Под криогенным рельефом принято понимать комплекс геоморфологических образований, в формировании которых участвуют процессы промерзания или протекания влагосодержащих горных пород. Подобный рельеф развит главным образом в областях вечной мерзлоты, где промерзание или протаивание пород, сохраняющих здесь повышенную влажность, приводит к небольшим деформациям, которые и проявляются в криогенном рельефообразовании. За пределами области вечной мерзлоты также формируются некоторые криогенные образования, но степень выраженности их в рельефе не столь значительна. Вместе с этим здесь достаточно широко распространен остаточный криогенный рельеф, свидетельствующий о существовании многолетнемерзлых пород в плейстоцене.

Промерзание и протаивание, а также попеременное чередование этих процессов на субгоризонтальных, плакорных участках обычно приводит к возникновению замкнутых форм криогенного рельефа в виде полигональных образований, бугров пучения, термокарстовых западин или озер. Попеременное промерзание — протаивание грунтов участвует и в развитии комплексных (отчасти криогенных) склоновых процессов, подобных криосолифлюкции и криогенной десерпции. Формирующийся

при этом комплексный рельеф также принято считать криогенным. Криогенные факторы сказываются на рельефообразующей деятельности рек и на формировании термоабразивных берегов морей и озер, но они играют явно подчиненную роль, придавая соответствующему рельефу лишь некоторые специфические черты.

Классификация и характеристика всех экзогенных процессов, участвующих в формировании рельефа области вечной мерзлоты, опубликованы ранее [Суходровский, 1979], поэтому рассматривать их нет необходимости. Ниже будет описан криогенный и комплексный рельеф, в формировании которого участвуют те или иные криогенные процессы. Основное внимание обращается на зональные отличия в рельефообразовании, обусловленные неодинаковыми климатическими, а следовательно, и геокриологическими условиями, отраженными в ряде работ [Баулин и др., 1967; и др.]. В Западной Сибири, как известно, географические зоны имеют субширотное простирание.

В зоне тундры многолетнемерзлые породы развиты практически повсеместно, и только под крупными и достаточно глубокими водоемами имеются талики. Мощность этих пород колеблется примерно от 100 до 500 м, а их температура на глубине нулевых ее колебаний — от -4 до -9° . Глубина сезонного протаивания грунтов в зависимости от их состава и широты местности колеблется примерно от 0,3 до 1,5 м. Льдистость и влажность многолетнемерзлых грунтов тундры и районов, расположенных к югу от нее, сильно изменчива. Она равна 70—80% (к сухой навеске) в торфяниках и нескольких процентам в песчаных отложениях, глинистые отложения занимают промежуточное положение (20—40%).

В лесотундре многолетнемерзлые породы развиты практически повсеместно к востоку от долины Оби, а на западе они распространены прерывисто. Их мощность обычно находится в пределах 50—400 м, а температура — $1-6^{\circ}$. Глубина протаивания не превышает 2 м. Южная граница лесотундры примерно совпадает с Полярным кругом.

В северной тайге установлено два слоя многолетнемерзлых толщ: верхний прослеживается до глубины 30—80 м, нижний — от 100—150 до 300—350 м. Верхний слой имеет сплошное, прерывистое и островное распространение, достигающее на юге $61-62^{\circ}$ с. ш., где многолетнемерзлые породы приурочены лишь к торфяникам и торфяным буграм. Нижний, реликтовый, слой многолетнемерзлых пород достигает на востоке даже 59° с. ш. Температура мерзлых пород колеблется в интервале между 0 и -4° , а глубина протаивания составляет 0,4—3 м.

Средняя и южная тайга — области сезонного промерзания почвогрунтов на глубину 1,5—2,5 м, иногда (в песках) до 4 м. Севернее 59° с. ш. на западе и 58° с. ш. на востоке отмечаются перелетки сезонномерзлых пород, неполностью оттаивающих в течение лета.

Содержащиеся в многолетнемерзлых породах подземные льды относятся к цементным, сегрегационным, повторно-жильным и к пластовым залежкам. Происхождение последних до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи считают их сегрегационными, другие — инъекционными, третьи — погребенными глетчерами. Последняя точка зрения получает все большее признание [Гросвальд и др., 1986].

Криогенный рельеф Западной Сибири можно подразделить на следующие генетические типы: полигонально-жильный, пучинный, термокарстовый, криогенно-склоновый и криогенно-флювиальный. Характеристика этих типов рельефа основывается главным образом на данных Е. Б. Белопуховой [Баулин, и др., 1967] и ряда других исследователей (в том числе наши данные [Суходровский, 1972, 1979]), а также на результатах наших полевых работ, выполненных в 1976 и 1983 гг.

Полигонально-жильный рельеф. Образование полигонально-жильного рельефа обусловлено морозобоинным растрескиванием грунтов и за-

полнением трещин замерзающей водой или грунтом [Романовский, 19776]. Так образуются ежегодно растущие в ширину повторно-жильные льды, льдогрунтовые или грунтовые (земляные) жилы. Трещины, а следовательно и образующиеся в них жилы, представляют собой сети с ячейками, или полигонами размером 10—15 м. Внутренние части полигонов разбиваются вторичными трещинами с последующим образованием менее мощных жил. Величина полигонов второго порядка от 1—2 м до нескольких. Наиболее активно протекает морозобойное трещинообразование в торфяниках севернее Полярного круга. Это объясняется значительным охлаждением зимой возвышающейся поверхности, с которой снег обычно сдувается. Ширина образующихся трещин достигает здесь 20—30 см, а уходят они на глубину до 4—5 м.

В. И. Втюрин [1956] выделил четыре стадии развития полигонально-жильного рельефа: рост, консервация, разрушение и остаточная. Полигонально-жильный рельеф стадии роста эпигенетических ледяных жил широко распространен на достаточно увлажненных участках тундры и лесотундры полуостровов Ямала, Гыдана и Тазовского, чему способствуют низкие зимние температуры воздуха, малая мощность снежного покрова и значительная льдистость покровных отложений. Растущие ледяные жилы в рельефе выражены очень слабо, а порой никак не выражены, если не считать образования самих трещин. Обычно же над жилами льда можно наблюдать плоскостонные ложбины глубиной 10—20 см, заросшие мохом, ерником и багульником. Их ширина, соответствующая поперечному сечению ледяных жил, достигает иногда 2 м. Наиболее благоприятные условия для образования эпигенетических ледяных жил имеются в пределах торфяников.

В арктической и мохово-лишайниковой тундре образование повторно-жильных льдов нередко сопровождается накоплением минеральных и органических осадков. Такие условия имеются на речных поймах, дельтах и склоновых шлейфах, где процесс сингенетического льдообразования приводит к формированию валикового полигонального рельефа. Высота валиков, оконтуривающих полигоны, как правило, не превышает 20—40 см. Между валиками соседних полигонов прослеживаются плоскостонные ложбины шириной до 1—2 м.

Полигонально-жильный рельеф стадии консервации ледяных жил можно наблюдать не только в тундре и лесотундре, но и на севере лесной зоны. Основная причина прекращения роста повторно-жильных льдов в северной тайге, как правило, заключается в общем потеплении климата. Консервация ледяных жил лесотундры и тундры могла быть следствием изменения не только общеклиматических, но и местных условий, вызванных, например, уменьшением увлажненности поверхности. Рассматриваемая стадия иногда сопровождается захоронением ледяных жил под вновь накапливающимися осадками, о чем можно судить по отсутствию современных ледяных жилок в этих осадках. В условиях стабильного рельефа над неразвивающимися жилами льда прослеживаются примерно равные им по мощности ложбины. Там, где имеет место денудация, стекающая по ложбинам вода превращает ложбины в канавы глубиной до 0,5—1 м, а иногда и более. Степень выраженности рельефа стадии консервации ледяных жил в общем гораздо меньше по сравнению со стадией роста. И только в пределах торфяников над нерастущими жилами обычно расположены канавообразные понижения или заболоченные полосы.

Полигонально-жильный рельеф стадии разрушения — нередкое явление на территории современного распространения многолетнемерзлых пород. В северной тайге таяние ледяных жил обусловлено потеплением климата, в лесотундре и тундре причиной их деградации нередко является денудация, которая наиболее активно протекает на прибортовых частях террас и по берегам озер. Это наблюдается в развитии термоэро-

зии, сопровождающейся образованием конусообразных холмов, или байдже-рахов, которые представляются как бы останцами внутренних частей полигонов. Их высота достигает нескольких метров при поперечнике 10—15 м. Подобные же формы рельефа образуются в итоге разрушения почвенно-растительного покрова на вновь осваиваемых участках с повторно-жильными льдами, если такое разрушение благоприятствует термоэрозии. На субгоризонтальных пространствах, где нарушение целостности растительного покрова приводит к развитию термокарста, образуются системы байдже-рахов высотой до 2 м и термокарстовых западин, приуроченных к узлам вытаявших повторно-жильных льдов.

Остаточный полигонально-жильный рельеф очень широко распространен на всей территории Западной Сибири, включая районы, расположенные к югу от области вечной мерзлоты. Особенно характерен этот рельеф для относительно возвышенных пространств лесной и лесостепной зон. Принято считать, что рассматриваемый рельеф формировался главным образом во время предшествующих периодов голоценового потепления, когда частичное или полное вытаяние многолетнемерзлых пород сопровождалось термокарстом или термоэрозией.

Морфология остаточного-полигонального рельефа в значительной мере была предопределена составом как самих жил, так и вмещающих отложений. К разновидностям такого рельефа относятся плоско- и выпуклобугристые торфяники, первые из которых характерны для тундры, а вторые — для лесотундры и лесной зоны [Данилов, 1973]. В лесотундре возможно и сочетание плоско- и выпуклобугристых форм рельефа, прослеживающихся лишь по периферии торфяников. И те и другие образования представляют собой полигональную сеть западин, соединенных ложбинами, которые в краевых частях торфяников превратились в каналы глубиной до 1—2 м. Внутренние части полигонов — это блоки или торфяные бугры высотой до нескольких метров. В образовании последних участвовали не только термокарст и термоэрозия по ледяным жилам, но и пучение в пределах этих блоков.

Другая разновидность остаточного-полигонального рельефа, связанная с распространением минеральных грунтов, известна как бугристо-западинный рельеф, широко развитый на междуречьях лесотундровой и лесной зон. Иногда его образования ошибочно относят к древним эоловым формам рельефа, хотя на их поверхности встречаются галька и даже валуны. Их эоловому происхождению противоречит и плановое расположение бугров, составляющих полигональную сеть, заметное переработанную эрозией и термоэрозией. На плоских участках глубина ложбинообразных понижений достигает 2 м, а ширина — 4—5 м. Под понижениями бугристо-западинного рельефа, сложенного супесями или суглинками, обычно обнаруживаются псевдоморфозы по повторно-жильному льду, на что впервые обратил внимание И. Я. Баранов [1958]. Образованию бугристо-западинного рельефа, сложенного песками, видимо, предшествовало формирование грунтовых или льдогрунтовых жил.

Имеются и описания крупноблочного рельефа, обнаруженного в лесной и лесотундровой зонах [Попов, 1958]. Он представляет собой полигональную систему блоков размером до нескольких сот метров, которые, в свою очередь, состоят из более мелких полигонов. Их образование — результат морозобойных трещин. А. И. Попов считает, что такой рельеф приурочен к наиболее древним возвышенностям. Длительность их эрозийного расчленения стала причиной формирования достаточно глубоких эрозийных врезов между крупными блоками и относительно мелких внутренних.

Пучинный рельеф. Сезонное и локальное пучение грунтов может быть площадным и локальным. Величина вспучивания зависит прежде всего от состава и влажности слагающих ее отложений. Суглинистые группы при прочих равных условиях испытывают сезонное, площадное

пучение, в 3—4 раза более значительное, чем песчаные грунты. Неодинаковая влажность покровных отложений может стать причиной еще больших различий в степени зимнего вспучивания поверхности. По данным В. Л. Невечера [Геокриологические условия..., 1983], максимальная величина сезонного площадного пучения на севере Западно-Сибирской равнины в 2 раза больше средних значений этого процесса даже в пределах одного типа местности.

С сезонным локальным пучением тесно связано образование криотурбаций и инволюций, внешним признаком которых являются часто встречаемые в тундре пятна-медальоны. Они представляют собой лишенные растительного покрова участки с поперечником от 0,2 до 2 м. Их возникновение связывается обычно с выдавливанием на поверхность и последующим растеканием грунтов во время их промерзания. Не лишено основания и мнение, согласно которому образование этих форм рельефа обусловлено деятельностью ветра, сдувающего зимой снег и корродирующей растительность, примыкающую к морозобойным трещинам. Но, видимо, правильнее считать, что эти формы — результат комплексного развития названных процессов и соответствующих им явлений [Втюрин и др., 1969]. Наблюдаются пятна-медальоны вблизи бровок уступов и на выпуклых водораздельных пространствах тундры и лесотундры.

Другая разновидность локального пучения выражается в формировании бугорков пучения — туфуров — высотой до 20—30, иногда до 40 см и диаметром 0,5—1,5 м. Как правило, они отличаются массовым развитием при равномерности размеров. На дне разделяющих их ложбин обпаруживаются грунтовые жилы, глубина которых находится в пределах сезоннопротаивающего слоя. Сами жилы иногда расчленены неглубокими трещинами морозобойного, а отчасти диагенетического происхождения. Вся система этих образований представляет собой микрополигональную сеть. Сами туфуры — результат многократно повторяющихся промерзаний сезоннопротаивающего слоя, и в этом смысле их можно считать многолетними. Наличие микрополигональной сети грунтовых жил, разделяющих туфуры, дает основание предполагать, что туфуры — вторичное явление, обусловленное выпучиванием ранее сформировавшихся микрополигональных ячеек.

Многолетнее площадное пучение — результат аградации вечной мерзлоты. Наибольшего значения оно достигло на пространствах развития тонкодисперсных пород, а также на торфяниках. На озерно-аллювиальной равнине вблизи Салехарда оказались вспученными суглинки и глинистые отложения салехардской свиты на участках, где они были прикрыты маломощным (2—3 м) песком. Под действием последующих процессов морозобойного растрескивания, термокарста и эрозии на этих участках сформировался западинно-бугристый рельеф [Баулин и др., 1967]. При реконструкции истории формирования тех или иных геоморфологических уровней надо учитывать, что их высота стала значительно в итоге эпигенетического промерзания. О величине их поднятия за счет площадного пучения можно судить по суммарной льдонасыщенности соответствующих отложений. На зависимость высоты поверхностей промерзания или, наоборот, протаивания впервые обратили внимание И. Я. Баранов и В. В. Баулин [1964]. Особенно значительной величины достигло площадное пучение, сопровождавшееся образованием плоско- и выпуклобугристых торфяников. Нет сомнения, что в период торфообразования соответствующие участки были заболоченными низинами или даже днищами ранее исчезнувших озер. В настоящее время их рельеф является обращенным, поскольку торфяники возвышаются над окружающей местностью на несколько, а иногда на 10—15 м. Они нередко расчленены заболоченными понижениями (мочажинами), которые обычно вытянуты вдоль едва заметного уклона поверхности. Считается, что они — результат термокарста, обусловленного частичным или полным вытаиванием

ледяных жил. Обычно отмечается большая льдистость торфа и подстилающих его суглинков и глин. Высказывалось мнение [Попов, 1953; Баулин и др., 1967], что промерзание торфяников, происходившее после климатического оптимума, сопровождалось миграцией влаги со стороны отложений, окружающих и подстилающих торфяники.

Вспученные торфяники распространены в лесной и лесотундровой зонах, а также в южной кустарниковой тундре. В направлении с севера на юг роль плоскобугристых торфяников постепенно уменьшается по мере возрастания роли крупнобугристых торфяников. Примечательно, что наибольшая высота последних характерна для южных районов вечной мерзлоты, отличающихся прерывистым и островным распространением многолетнемерзлых пород, что связано, видимо, с наибольшей здесь мощностью торфа и относительно медленным его промерзанием.

Многолетние локальные бугры пучения, встречающиеся в области вечной мерзлоты Западной Сибири, подразделяются на сегрегационные и инъекционные, хотя возможно и смешанное происхождение. Сегрегационные торфяно-минеральные и минеральные бугры пучения, имеющие иногда форму гряд, образуются в результате миграции внутригрунтовой влаги к фронту промерзания под влиянием градиента температуры и влажности. Современное образование таких форм рельефа — нередкое явление в пределах границ замкнутых таликов, когда происходит эпигенетическое промерзание отдельных участков, сложенных дисперсными нередко заторфованными породами. По данным В. Л. Невечеря [Геокриологические условия..., 1983], величина их роста на Надымо-Полуйском междуречье сначала составляет 200—250 мм/год, а затем постепенно уменьшается до 7 мм/год, когда мощность многолетнемерзлого ядра достигает 8 м. Установлено также, что часть бугров оседает. Сегрегационные бугры пучения высотой до 5—10 м и с поперечником 100—200 м особенно широко распространены в больших озерных котловинах (хасырях) лесотундры и в южных районах тундры.

Массовое развитие сегрегационных бугров пучения обычно наблюдается в пределах бугристых торфяников. В тундре и лесотундре они, видимо, возникали еще в период аградации многолетнемерзлых пород на фоне неравномерного в пространстве площадного пучения, потому их следует считать реликтовыми. Что касается бугров, развитых на торфяниках, испытавших в период климатического оптимума протаивание, то И. Д. Данилов [1972] связывает их генезис с образованием остаточно-полигонального рельефа, не отрицая при этом последующего пучения в пределах полигональных блоков. Сегрегационные бугры пучения, очень часто перекрытые слоем торфа, обычно наблюдаются и за пределами возвышенных торфяных массивов, и в этом случае ведущая роль пучения в их образовании несомненна.

В качестве самостоятельной группы Е. Б. Белопухова [Баулин и др., 1967] выделяет те бугры пучения, которые приурочены к местам разгрузки подземных вод в пределах тектонических поднятий. Но по ее же описанию они, будучи сложенными суглинками и глинами с сегрегационными льдами, лишены ледяного ядра. Так что принципиальных отличий этих форм рельефа от рассмотренных выше сегрегационных бугров пучения нет.

Особенно следует сказать об инъекционных буграх пучения, которые как раз и возможны в условиях разгрузки напорных грунтовых вод. В строении таких бугров обязательно участвуют песчаные, а иногда галечниковые отложения, которые, будучи тальми, отличаются хорошей водопроницаемостью. Именно горизонты таких отложений и явились путями внедрения грунтовых вод. Чаще всего инъекционные льды приурочены к контакту глинистых пород с песками. Подобные же бугры могут образоваться в итоге промерзания замкнутых таликов речных пойм, а также котловин надпойменных террас, если в их сложении

участвуют песчаные горизонты или галечники. Напор грунтовых вод в данном случае обусловлен миграцией их от фронта промерзания. Инъекционные бугры пучения на территории Западно-Сибирской равнины достигают иногда высоты 20—30 м с поперечником 200—400 м. Они развиты в южной тундре, лесотундре и на севере таежной зоны. Сведения о них имеются в ряде работ [Андреев, 1936; Шевелева, Хомпчевская, 1967; Земцов, 1976; Геокриологические условия..., 1983]. В северных и южных районах распространения многолетнемерзлых пород — они редкое явление.

Термокарстовый рельеф. Термокарст — противоположный пучению процесс, проявляющийся в образовании просадочных или провальных форм рельефа в результате локального вытаивания подземных льдов. Термокарст нередко участвует и в просадке дна озерных котловин различного генезиса, что, как правило, сопровождается термоэрозийным разрушением их берегов. В любом случае вызванное термокарстом движение грунтов имеет субвертикальное нисходящее направление, в чем заключается принципиальное отличие этого процесса от комплексных процессов типа термоэрозии и термоабразии, участвующих в транспортировке вещества в субгоризонтальном направлении.

Необходимое условие возникновения термокарстовых форм рельефа заключается в том, чтобы глубина сезонного оттаивания пород превышала глубину залегания подземных льдов [Кудрявцев, 1959; Романовский, 1977а]. Наблюдения А. П. Тыртикова [1973] показывают, что причиной резкого увеличения (иногда в 2—4 раза) мощности сезоннопротаивающего слоя является уничтожение почвенно-растительного покрова. Подобное же происходит на вновь осваиваемых территориях, сложенных льдистыми супесями и суглинками, иногда заторфованными, где почвенно-растительный покров разрушается прежде всего транспортными средствами. В результате происходит таяние наиболее льдонасыщенного верхнего горизонта многолетнемерзлых пород и образование едва заметных термокарстовых западин. Последние в течение нескольких лет разрастаются, а затем, как правило, стабилизируются, сохраняя размеры, не превышающие 0,5—0,7 м в глубину и в поперечнике не более 30—50 м.

Сведений о прогрессивном разрастании термокарстовых форм рельефа в осваиваемых районах пока нет, что, видимо, объясняется отсутствием геоморфологических условий для положительного водного баланса, на что впервые обратил внимание М. И. Бойцов [1965]. Иначе говоря, западины должны иметь достаточную площадь водосбора, с которой по мере разрастания западин поступало бы все большее количество воды, являющейся, как известно, аккумулятором тепла. При отсутствии такого водосбора прогрессивное развитие термокарста возможно лишь в условиях высокой льдонасыщенности пород, характерной для торфяников. Ранее высказывалось мнение о том, что образование термокарстовых озер возможно в результате пожаров на торфяниках, которые, кстати говоря, приобретают таким образом черный цвет [Тыртиков, 1976]. Но разрастание таких озер, надо полагать, имеет свой предел, вряд ли превышающий несколько сот метров в их поперечнике. Чем значительнее площадь водоема, тем большее количество воды испаряется с ее поверхности. Связанное с этим уменьшение глубины водоема влечет за собой пучение грунтов, слагающих отмельные участки, и их осушение. Термокарсту противостоит и процесс зарастания озер, способствующий их стабилизации на ранних стадиях развития [Суходровский, 1973, 1979; Шур, 1977; Фельдман, 1984].

Естественной причиной термокарста может быть денудация, что особенно ярко проявляется на буграх и площадях пучения. Пучение обуславливает небольшую интенсивность сноса, что благоприятствует таянию льдонасыщенных пород, слагающих эти формы рельефа. Образующиеся при этом «кратеры», иногда с озерами на дне — характерное яв-

ление для инъекционных бугров Западно-Сибирской равнины, особенно для лесотундры и северной тайги. Что касается антропогенно обусловленного термокарста, то он развит практически во всех районах распространения многолетнемерзлых пород, осваиваемых человеком, но самые благоприятные теплофизические предпосылки для его проявления существуют в субарктической тундре [Уваркин, 1973].

Каково же происхождение крупных и средних по величине озер Западно-Сибирской равнины, обычно относимых к термокарстовым? Думается, что они имеют совсем иное (не термокарстовое) происхождение, что не исключает возможность их термокарстовой обработки. Первопричину их образования нельзя отрывать от процесса формирования самой равнины путем аккумуляции, которой всегда свойственна пространственная неравномерность.

Одна часть озер — бывшие речные старицы, испытавшие некоторое разрастание, вызванное образованием и площадным вспучиванием аккумулятивных форм рельефа, выполняющих роль естественных плотин на пути стока паводковых вод.

За пределами меандровых поясов, где образование стариц исключалось, осадконакопление и сингенетическое льдообразование тоже характеризовались пространственной неравномерностью. На участках с дефицитом осадконакопления образовались заполнявшиеся водой местные депрессии типа вторичных пойменных озер. Подобные водоемы, достигающие нескольких (порой десяти) километров в поперечнике, можно считать подпрудными, если их образование было обусловлено формированием конусов выноса, береговых валов или других аккумулятивных форм рельефа на пути стока паводковых вод. Нельзя сбрасывать со счета и, видимо, имевшее место увеличение высоты естественных плотин, вызванное площадным пучением [Суходровский, 1979] и торфонакоплением [Шаманова, 1983]. Такое же происхождение могли иметь и первичные депрессии, занятые ныне торфяниками. Возможно и другое первичное происхождение озерных котловин Западно-Сибирской равнины, например ледниковое или лагунное. Но независимо от этого часть их оказалась ареной последующего развития термокарста, который как-то изменил конфигурацию первичных водоемов. Можно даже говорить о некоторой миграции таких озер. Она проявляется в термоабразионном разрушении одних берегов и нарушении конфигурации других вследствие аккумуляции, пучения и зарастания.

Сведения о современном разрушении озерных берегов в лесотундре приведены Л. И. Вейсманом [Геокриологические условия..., 1983]. Признаки термокарста (оползание талых грунтов по береговым склонам и наличие засохших отвалов деревьев, погруженных в воду [Земцов, 1976]), обнаружены также на некоторых озерах, расположенных на междуречьях Надыма и Пура, Пура и Таза. Таза и Турухана. Нам приходилось наблюдать термоабразионное разрушение озерных берегов на Ямале в бассейне р. Сёяха. В районах, где наблюдается термокарстовая переработка озерных котловин, слабо освоена эрозийная сеть, что неблагоприятствует стоку воды.

На большинстве озер Западно-Сибирской равнины термокарст в настоящее время не развивается. Интересны полученные Л. И. Вейсманом [Геокриологические условия..., 1983] результаты стереофотограмметрической обработки аэрофотоснимков, снятых с интервалом в 23 года. Преимущественная часть озер в течение этого периода сохранила свои очертания. Даже размеры перешейков между близко расположенными водоемами практически оказались прежними. Можно даже говорить о деградации большинства озер, если иметь в виду более длительный, чем 23 года, период. Об этом можно судить на основании выполненных нами аэровизуальных наблюдений, которые свидетельствуют о том, что уровень многих озер по сравнению с древними береговыми линиями снижен

благодаря постепенному освоению древних террас и равнин эрозивной сетью. Именно эрозивное врезание водотоков явилось причиной частичного спуска воды.

Озера самого различного преимущественно флювиального происхождения без признаков термокарста широко развиты в области многолетнемерзлых пород, главным образом к югу от 70° с. ш. Примечательно, что они распространены и за пределами этой области вплоть до 55° с. ш. Нередки в Западной Сибири и полностью или в значительной степени спущенные или осушенные озера, котловины которых здесь принято называть хасыреями. Спуск воды из этих котловин повлек за собой промерзание таликов и площадное пучение дна с возможным образованием бугров пучения. Образование небольших по величине хасыреев возможно и путем зарастания и пучения.

Итак, естественно развивающийся термокарст в Западной Сибири — редкое явление. Он проявляется главным образом в пределах пучинных форм рельефа и в небольшой части озерных котловин. Зато антропогенно обусловленный процесс отмечается во всех вновь осваиваемых районах. Правда он, как правило, не приводит к образованию термокарстовых озер, но даже мелкие западины являются определенной помехой освоению территории. Более опасны для развития термокарста пожары, особенно на торфяниках.

Криогенно-склоновый рельеф. Криогенно-склоновый рельеф, формирующийся лишь на склонах крутизной от $2-3$ до 30° , не получил в Западной Сибири широкого распространения из-за преимущественно равнинного характера поверхности. Этот рельеф можно наблюдать лишь на склонах речных долин, на уступах террас, на морских и озерных побережьях, на склонах оврагов. Господствующий склоновый процесс — это криосолифлюкция, или движение вниз по склону грунтов вязко-текучей консистенции. Оно протекает над мерзлым субстратом, а предопределяется смещением пород, вызванным их промерзанием и протаиванием. Одно из условий развития процесса заключается в наличии в составе покрывающих склоны грунтов достаточно увлажненных супесей, суглинков или глин.

Скорость естественно развивающейся криосолифлюкции на севере Западно-Сибирской равнины, судя по данным других районов Субарктики, вероятно, в среднем близка к $1-2$ см/год. Надо заметить, впрочем, что движение грунтов не всегда обнаруживается на поверхности. Их течение возможно и под дерновым слоем. В результате развития криосолифлюкции склон приобретает вышукло-вогнутый профиль. Там, где местный базис денудации стабилен, они продолжают выполаживаться, если их крутизна превышает $2-3^{\circ}$.

Несмотря на сравнительно активное развитие рассматриваемого процесса, криосолифлюкционные террасы на склонах в Западно-Сибирской равнине встречаются не часто. Причина тому, видимо, заключается в почти повсеместном отсутствии в составе слагающих их отложений достаточно крупных обломков, относительно медленное движение которых обычно и является причиной формирования криосолифлюкционных террас. Небольшие террасы, имеющие форму языков, описаны на западном побережье Ямала [Данилов и др., 1984], где высота их уступа не превышает $0,5$ м, а ширина — $5-8$ м. В указанном районе описаны и полосы стока (делли) шириной около 20 м, перемежающиеся несколько приподнятыми полосами шириной $15-25$ м. Днища этих деллей, вытянутых строго по уклону поверхности, как и крутопадающие днища оврагов, представляют собой не что иное, как криосолифлюкционные потоки.

В зоне тундры можно наблюдать микросолифлюкционные терраски, представляющие собой пятна-медальоны, которые ограничены с нижней стороны склона уступчиками высотой до $10-20$ см. Если сами пятна-ме-

дальоны, оголены, то уступчики сложены дерниной, которая с нижней по склону стороны подвернута под эти пятна, что свидетельствует о смещении последних. Подобные формы рельефа — обычное явление на склонах в тундре.

На большей части Западной Сибири, где склоны лишены криосолифлюкционных террас, о развитии соответствующих процессов можно судить по довольно часто встречающимся размывам дернины. Хотя дернина до некоторой степени эластична и может растягиваться, а также подгибаться под уступами криосолифлюкционных террас, на участках наиболее интенсивного процесса она не выдерживает растягивающей нагрузки и разрывается. Ширина разрывов может достигать нескольких дециметров и даже 1—2 м.

О криосолифлюкционном движении материала на залесенных склонах могут свидетельствовать взбугрения прикорневых частей деревьев, расположенных выше по склону, а также саблевидная форма их стволов. Если выпуклости их обращены вниз по склону, то это свидетельствует об убывании скорости процесса с глубиной. В тех случаях, когда их выпуклости направлены в противоположную сторону, можно говорить о более активном течении подерновых грунтов по сравнению с движением самой дернины. Все подобные признаки криосолифлюкции на склонах, лишённые террас и потоков, дают основание говорить о развитии в их пределах криосолифлюкционных покровов.

Нельзя не остановиться на криосолифлюкционных останцах, которые не нашли еще должного отражения в литературе, хотя относятся к одним из характерных форм рельефа для освоенных эрозией пространств тундры. Они образуются в непосредственной близости от балок или ложи, между соседними отвершками, имеющими обычно циркообразные верховья. Склоны таких верховий, отличающиеся зимой повышенной заснеженностью, а летом — увлажненностью, под действием криосолифлюкции наиболее активно вынолаживаются. В результате сближаются и соединяются верхние части противоположно направленных склонов с образованием седловин между отвершками. Другим итогом этого процесса является отчленение от поверхности, еще не освоенной эрозией, участка, заключенного между отвершками. Подобные участки, обычно приобретающие округлую форму, вполне справедливо именуется криосолифлюкционными останцами.

Одним из характерных типов криогенно-склонового рельефа являются цирки, образующиеся в результате таяния сильно льдистых пород или пластовых залежей льда, которые можно наблюдать на берегах рек или в некотором удалении от них. В последнем случае цирки находятся в верховьях спускающихся к рекам оврагов. Во время таяния льдистых пород и льда грязеподобные грунты жидкотекучей консистенции сплывают по дну оврага в реки в виде периодически повторяющихся селей. Подобные явления сплывания грунтов, иногда называемые быстрой солифлюкцией, встречаются на Ямале, Гыдане и в некоторых других районах.

Криогенные оползни характерны для высоких берегов рек, где они являются следствием сползания целых блоков сезоннопотаивающего слоя мощностью до 2—3 м. Плоскостью скольжения служит сильно увлажненная поверхность мерзлых пород. Наиболее благоприятные условия для развития этого процесса обычно складываются на подмываемых реками береговых обрывах, где поперечник сползающих блоков достигает иногда 100—200 м. Растущие на оползших блоках деревья образуют «пьяный лес».

В районах нового освоения, которому в первую очередь подвергаются высокие побережья рек, приходится наблюдать антропогенно обусловленные процессы совместного развития криогенных оползней и оплываний. Главной причиной криогенных оползаний (сплываний) грунтов следует считать нарушения почвенно-растительного покрова, что обычно при-

водит к таянию наиболее льдистого горизонта мерзлых пород. Создаются условия для сползания подсохших сверху обычно задернованных блоков покровных пород, равных по мощности пльвунному горизонту.

По мере движения со скоростью 0,3—1,0 м/мин грунтовые массы перемешиваются, превращаясь как бы в сплошной пльвун. В результате этого процесса образуются плоскодонные ложбины с аккумулятивными шлейфами, которые иногда осложнены валами высотой до 1 м. Объем грунта, смещающегося с отдельных участков склонов в течение года, может достигать 1—2 тыс. м³. Примечательно, что криогенные оползания (спльванья), вызванные разрушением почвенно-растительного покрова, активно протекают не более 2—3 лет, после чего процесс затухает и склоны снова стабилизируются (например, территория пос. Таз-Сале в низовьях р. Таз).

Криогенно-флювиальный рельеф. К криогенно-флювиальным образованиям относятся термоэрозионные формы рельефа, в том числе овраги, развитие которых сопровождается таянием многолетнемерзлых (обычно льдистых) пород. Процесс этого таяния способствует, в свою очередь, развитию криогенных склоновых процессов, активно доставляющих материал на дно оврагов, что несколько ограничивает их углубление. Иначе говоря, участвующие в образовании оврагов водотоки не справляются с выносом всего поступающего со склонов материала, который частично накапливается на дне. Вот почему длина таких оврагов редко превышает 1 км, а тальвег сохраняет довольно крутое падение и является, в свою очередь, ареной деятельности криосолифлюкционных потоков. Термоэрозионные врезы, превращающиеся со временем в овраги, очень часто закладываются по ледяным или грунтовым жилам, и тогда их плановый рисунок имеет коленчатую форму.

Активность оврагообразования, в котором выделяются четыре стадии [Суходровский, 1984], резко возрастает во вновь осваиваемых районах, что является следствием двух причин: первая — разрушение почвенно-растительного покрова транспортными и другими средствами (не случайно эрозионные врезы чаще всего закладываются по колеям грунтовых дорог); вторая обусловлена самим строительством. Вблизи строительных сооружений, в так называемой «ветровой тени», накапливается большое количество метелевого снега, что особенно характерно для тундры с ее сильными ветрами. Таяние образующихся на затененных участках сугробов приводит к резкому возрастанию здесь поверхностного стока, чему способствует также допускаемый иногда сброс промышленных и бытовых вод.

Скорость развития антропогенно обусловленных оврагов, зависящая от величины стока, обычно колеблется от нескольких метров до 10—20 м/год. На дне ложбин или балок, имеющих значительную площадь водосбора, эта скорость может достигать 150—200 м/год. Наблюдения вместе с тем показывают, что бурное развитие оврагов, как и развитие антропогенно обусловленных склоновых процессов, со временем постепенно затухает, но продолжительность этого периода, предшествующего стабилизации оврагов, гораздо значительнее (порядка 15—20 лет). В течение этого времени овраги вырабатывают равновесный профиль, соответствующий изменившимся условиям. Последующее преобразование оврагов в лощины или балки происходит в течение очень длительного времени, несравнимого с периодом их стабилизации.

Наблюдаемые в Западной Сибири естественные лощины и балки, встречаясь в краевых частях речных и морских террас, наследуют древние овраги, которые, видимо, возникли в начале послеледникового времени. Развивающиеся сейчас антропогенно обусловленные овраги — обычное явление в районе г. Салехарда, поселков Тазовское, Таз-Сале, Мессояха, Сёяха и прочих населенных пунктов, построенных на высоких речных и морских берегах.

Касаясь особенностей строения речных долин, формирующихся в условиях распространения многолетнемерзлых пород, следует обратить внимание на взаимодействие русловых и криогенно-склоновых процессов. Для речных долин, на склонах которых господствуют криогенно-склоновые процессы, несколько замедленная глубинная эрозия характерна даже в условиях тектонических поднятий. Причина тому — перегруженность водотоков наносами, поступающими со склонов, что установлено рядом исследователей [Суходровский, 1979; и др.]. Поэтому принято говорить о преобладании боковой эрозии рек, благодаря чему речные долины в области вечной мерзлоты, как впрочем и древние балки и лощины, отличаются значительной шириной, несоизмеримой с мощностью самих рек или временных водотоков. Склоны этих долин по сравнению со склонами, сформированными в аналогичных геологических условиях за пределами области вечной мерзлоты, относительно выположены.

Итак, к главным особенностям криогенного рельефообразования в Западной Сибири относятся: 1) активное участие процессов образования и таяния подземных льдов в формировании рельефа заозеренных аккумулятивных равнин; 2) большая интенсивность криогенно-склоновых процессов, способствующих отступанию и выполаживанию склонов; 3) замедленная глубинная эрозия и пространственная ограниченность оврагообразования вследствие активного развития криогенно-склоновых процессов. Антропогенные нарушения естественных условий обычно приводят к временной активизации термокарста или криогенно-склоновых процессов, что особенно характерно для тундры и лесотундры.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

До 1940 г. были известны три опыта геоморфологического районирования Западно-Сибирской равнины. Первый из них дан в геоморфологической сводке Я. С. Эдельштейна [1936], второй — в учебнике геоморфологии И. Н. Гладцина [1940] и третий — в специальной статье В. А. Деметьева [1940]. На протяжении многих лет работа В. А. Деметьева была основным источником познания геоморфологического строения равнины и широко использовалась. В 1947 г. его схема была дополнена за счет показа более значительных площадей развития аллювиальных равнин (В. А. Деметьев, А. С. Кесь). В последующие годы С. С. Воскресенский [1956, 1958, 1968], В. А. Николаев [1962, 1963, 1970] и Г. Д. Рихтер [1963] значительно уточнили первые представления о геоморфологическом строении Западно-Сибирской равнины. Их усилия в первую очередь были направлены на выяснение и уточнение основных закономерностей строения ее рельефа.

В 1959—1960 гг. были изданы четыре геоморфологические карты СССР и его арктической зоны. «Схема геоморфологического строения СССР», составленная Г. С. Ганешиним и С. В. Энштейном, приложена к 1 тому «Геологическое строение СССР» [1958]. В 1960 г. вышла в свет «Геоморфологическая карта СССР» под редакцией И. П. Герасимова. Почти одновременно [1960] была опубликована «Геоморфологическая карта Советского Союза» под редакцией И. К. Краснова. К этой же категории картографических материалов следует отнести составленную в 1959 г. Институтом геологии Арктики «Геоморфологическую карту центральной части Севера СССР» под редакцией С. А. Стрелкова. Следует заметить, что в основу составления указанных карт положен генетический принцип [Стрелков, Загорская, 1959; Ганешин, Селверстов, 1960; Стрелков, 1961а]. Вместе с тем их составители и редакторы стремились с разных позиций решить и основную проблему геоморфологического картирования — проблему показа роли экзогенных и эндогенных процессов в

образовании современного рельефа. С нашей точки зрения наиболее удачно эта задача была решена коллективом геоморфологов ВСЕГЕИ, обратившим более серьезное внимание на способ показа структурных элементов рельефа. К сожалению, при выделении геоморфологических районов Западно-Сибирской равнины авторы карты, составленной под редакцией Н. И. Краснова, не везде показали закономерную связь структурно-денудационных равнин с областями проявления новейших эпейрогенетических движений. В большей степени этот упрек касается и авторов геоморфологической карты, составленной сотрудниками ИГ АН СССР (редактор И. П. Герасимов [1960]). На ней денудационные равнины показаны только в пределах юго-восточной окраины Западной Сибири.

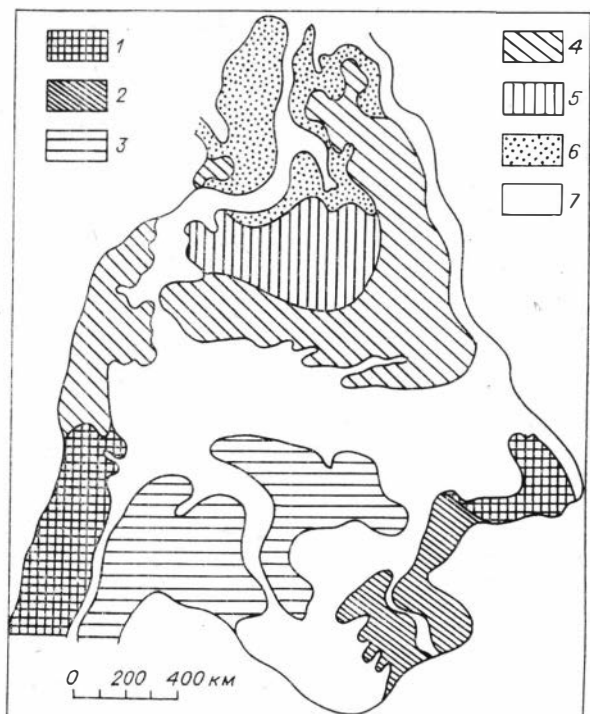
Для геоморфологического районирования Западно-Сибирской равнины последних лет характерно выделение весьма многочисленных районов [Варламов, 1972; Городецкая, Лазуков, 1975; Трофимов, 1977; Воскресенский и др., 1980]. При этом многие авторы, по сути дела, дают только легенду к составленным схемам без совершенно необходимой всесторонней характеристики рельефа выделенных районов. Так, например, В. Т. Трофимов на схеме (12×15 см) выделил 96 геоморфологических районов; М. Е. Городецкая и Г. И. Лазуков на схеме (12×15 см) закартировали две провинции, одиннадцать областей и сорок подобластей; С. С. Воскресенский, И. И. Спасская и Н. С. Ульянова на приложенной к их работе схеме (10×12 см) выделили три области и двадцать три района. Вполне естественно, что представления авторов указанных схем по многим вопросам противоречивы. Даже на самой детальной геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины, составленной большим коллективом специалистов под редакцией И. П. Варламова [1972], впервые своеобразно закартированы принципиальные противоречия. Ее авторы фактически отказались от теории материкового оледенения севера Сибири. В качестве небольшой уступки подавляющей группе сторонников широкого развития ледниковых явлений в легенду указанной карты внесены добавления о наличии па тех или иных формах рельефа элементов ледниковой скульптуры. При этом добавления оговорены особыми примечаниями о том, что они признаются геологами СНИИГГиМСа и ИГиГ СО АН СССР и отрицаются сотрудниками ВНИГРИ и НИИГА. Подобной «усложненной» легенды нет ни на одной геоморфологической карте мира.

Степень изученности рельефа Западно-Сибирской равнины не позволяет нам составить более детальную карту ее геоморфологического районирования. Поэтому мы не разделяем стремление многих авторов к преждевременному более детальному подразделению равнины на многочисленные районы. На первой схеме (рис. 21) мы стремились подчеркнуть главнейшие закономерности в строении рельефа исследованного региона на базе фактических данных личных многолетних исследований ее необъятной территории, а на второй схеме (см. рис. 25) — отразить наши представления о строении рельефа южной сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины на материалах более детального изучения ее рельефа с широким использованием новейших морфометрических данных, полученных в процессе выполнения работы.

Из анализа приведенной схемы геоморфологического районирования Западно-Сибирской равнины (см. рис. 21) ясно видно, что по устройству поверхности ее территория должна быть разделена на пять областей, история развития которых обусловила формирование своеобразных форм рельефа. В пределах степной и лесостепной зон широко распространены пластовые, аллювиальные и предгорные равнины. Первые широко развиты в юго-западных и центральных районах юга Западно-Сибирской равнины. В геолого-геоморфологическом отношении пластовые равнины представляют собой область развития третичных морских и континентальных отложений, перекрытых маломощным покровом четвертичных

Рис. 21. Схема геоморфологического районирования Западно-Сибирской равнины.

1 — предгорные наклонные равнины; 2 — предгорные овражно-балочные равнины с мощным покровом лессовидных отложений; 3 — пластовые равнины; 4 — ледниковые и флювиогляциальные равнины; 5 — морские равнины с наложенными формами водно-ледниковой и аллювиальной аккумуляции; 6 — морские равнины; 7 — аллювиальные и аллювиально-озерные равнины палеорек, древних ложбин стока и современной гидрографической сети.



образований. В приуральной зоне они залегают на доколе морских осадков палеогена, а в пределах Ишимской степи — на континентальных отложениях неогена. Континентальные образования палеогена сохранились от размыва лишь в приподнятой части Обь-Иртышского водораздела. В целом большая часть пластовых равнин наклонена в общем с юга на север. Территория их рассечена долинами рек Тобол, Ишим и Иртыш, почти лишенных притоков. Слабо развитая гидрографическая сеть мало влияет на равнинный и однообразный рельеф. Значительные пространства водоразделов не имеют поверхностного стока к речным долинам и изобилуют озерами. Присутствие в составе третичных осадков минерализованных глин и особенности рельефа пластовых равнин создают благоприятные условия для формирования соленых озер. По этим же причинам здесь повсеместно наблюдается разнообразие и в минерализации грунтовых и подземных вод.

В состав предгорных равнин юга Западной Сибири входят Приобское плато и зона припалеозойского обрамления Чулымо-Енисейской впадины. Приобское плато располагается на юго-востоке равнины между предгорьем Алтая и Салаирским кряжем. Его приподнятая поверхность, сложенная мощной толщей лессовидных образований, расчленена на ряд «островов», вытянутых с северо-востока на юго-запад и отделенных друг от друга широкими и глубокими четвертичными ложбинами стока. К числу главнейших морфологических особенностей рельефа предгорных равнин юга Западной Сибири следует отнести сложную систему овражно-балочной сети. Характер ее строения во многом определяет пути освоения сельскохозяйственных угодий предгорных равнин.

Наиболее широко аллювиальные равнины развиты в районах Барабы, Кулунды и Павлодарской области. Первая имеет отчетливо выраженный гривный рельеф. Рельеф второй характеризуется наличием древних ложбин стока, геоморфологическая выраженность которых не является столь яркой, как в пределах Приобского плато.

В более северной таежной зоне Западно-Сибирской равнины широко развиты разновозрастные аллювиальные аккумуляции палеорек, древних ложбин стока и современных речных систем. По устройству поверхности таежная зона делится на три части. На западе в приуральной полосе развиты пластовые и ледниковые равнины. Все ее центральные районы приурочены к обширной площади длительной унаследованной аккумуля-

ции палеорек, древних ложбин стока и современных речных систем. По устройству поверхности таежная зона делится на три части. На западе в приуральной полосе развиты пластовые и ледниковые равнины. Все ее центральные районы приурочены к обширной площади длительной унаследованной аккумуля-

ции русловых и пойменно-старичных осадков древних и современных речных систем с характерными формами террасированного рельефа, отчетливо выраженного в строении гидрографической сети. В восточной части таежной зоны в пределах широкой полосы Кас-Кетского междуречья широко развиты ложбины древнего стока, хорошо выраженные в современном рельефе. Более значительное усложнение рельефа в описываемой зоне площадной аллювиальной аккумуляции наблюдается лишь в пределах Васюганского «ядра» Обь-Иртышского междуречья. Здесь сохранилась площадь распространения пластовых равнин на цоколе континентальных угленосных отложений палеогена, с которой берут начало все главнейшие притоки Иртыша и Оби (Омь, Тара, Уй, Шиш, Туй, Туртас, Демьянка, Юган, Васюган, Чпжакпа, Чузик, Кента и др.). В голоцене, до развития широкого площадного заболачивания, Васюганское плато представляло собой наиболее возвышенную область с довольно ясно выраженными формами эрозионного рельефа. В настоящее время отмеченный рельеф наблюдается лишь в пределах дренированных зон современной речной сети.

При рассмотрении плана расположения четвертичных аллювиальных отложений центральной части Западно-Сибирской равнины бросается в глаза их приуроченность к районам с неотектоническими движениями отрицательного знака. В конфигурации долин палеорек ярко выражена тенденция отбегания ими положительных структур Обь-Иртышского междуречья. Наиболее эффективно это проявилось в районах унаследованного развития неотектонических движений, приуроченных к крупным мезозойским впадинам Западно-Сибирской равнины. Например, широкие аллювиальные равнины палеорек отмечаются в центральной части Ханты-Мансийской впадины. Унаследованность неотектонических движений привела к тому, что современные долины Иртыша и Оби в центральной части равнины в основном совпадают с долинами палеорек. Наложенные области аллювиальной аккумуляции оказали решающее влияние на развитие современной гидрографической сети и формирование широких террасированных равнин.

Подзона северной тайги, приуроченная к более возвышенной территории Сибирских Увалов, является областью развития ледниковых равнин эпохи максимального четвертичного оледенения. По устройству поверхности область ледниковых равнин в районах Обь-Енисейского водораздела, Приуралья и левобережья Енисея представляют собой пологоволнистую, реже плоскохолмистую равнину, сложенную толщей ледниковых отложений. На ее территории одновременно с присутствием отмеченных плоскохолмистых ландшафтов наблюдается также развитие приподнятых и низменных равнин. Первые имеют максимальные абсолютные отметки и более резко очерченные формы эрозионного рельефа. Как правило, они представляют собой платообразные возвышенности, на территории которых четвертичные отложения или отсутствуют, или лежат непосредственно на третичных и меловых образованиях. К подобному типу платообразных возвышенностей относятся Люлинворская, Верхнеказымская и Верхнетазовская. На территории развития ледниковых отложений помимо отмеченных форм рельефа присутствуют также и низменные равнины. Они обычно занимают более пониженные участки водоразделов. Их предельно ровный рельеф усложнен лишь многочисленными озерами.

К северу от зоны ледниковых равнин расположена наиболее пониженная часть Западно-Сибирской равнины. Ее абсолютные отметки обычно не превышают 100 м и колеблются в пределах 50—75 м. Северная часть этого региона представляет собой обширную зону морских равнин с наложенными формами водно-ледниковой и аллювиальной аккумуляции. В морфологии речных долин проявляется их молодость по сравнению с долинами южной половины равнины. Вследствие более позднего зарождения и развития гидрографической сети в долинах отсутствуют

древние террасы. Существенное влияние на развитие рельефа севера оказала многолетняя мерзлота.

Морские равнины максимальной трансгрессии приурочены к левобережью нижнего Енисея, к большей части Гыданского полуострова и к бассейнам Таза и Надыма. В приуральской части равнины они развиты на юге Ямала и в бассейнах рек Полуи и Куноват. Их поверхность создана абразионной и аккумулятивной деятельностью арктического моря. С поверхности морские осадки перекрыты ледниковыми, водно-ледниковыми и аллювиальными отложениями Зырянского оледенения. Наложённые формы молодого рельефа мало изменили равнинную поверхность бывшего морского дна, лишь создали слабохолмистый рельеф на участках, прилегающих к палеозойскому обрамлению Западно-Сибирской равнины.

На опубликованных геоморфологических картах и схемах область морской аккумуляции показана как водно-ледниковые и ледниковые равнины. Наложённые формы рельефа авторы карт и схем отнесли к ведущим факторам формирования выровненной поверхности этой территории. Подобный подход к районированию северной части Западно-Сибирской равнины не может способствовать раскрытию главнейших новейших структур и отразить роль неотектоники в создании современного рельефа.

Сравнивая положение южной границы максимальной морской трансгрессии [Сакс, 1953; Лаврова, Тронцкий, 1960; Стрелков, 1961а] с данными о рельефе палеозойского фундамента, легко убедиться в том, что в пределах допустимых погрешностей она совпадает с контуром зоны его наибольшего прогибания (3500—4000 м). На западе и востоке область развития морских осадков почти совпадает с границами Надымской и Усть-Енисейской впадин. Различие лишь в том, что морской бассейн в низовьях Оби и Енисея занимал более широкую территорию за счет прогибания прибортовых участков равнины и наличия весьма широких долин палеорек и современных речных систем. Между заливами арктического моря в бассейнах нижней Оби, Надыма, Таза и нижнего Енисея, возможно, существовал большой полуостров или архипелаг.

Для всех районов лесотундры Западной Сибири весьма характерно проявление мерзлотных процессов. Кроме широко известных булгуньяхов, или крупнобугристых торфяников, здесь широко распространены вогнутые формы рельефа, возникающие в результате вытаивания льда, заключенного в толще многолетней мерзлоты. Термокарст, выраженный в виде провалов, воронок, западин и разнообразных ложбин, особенно сильно развит на пологих склонах и горизонтальных поверхностях террас. Размеры термокарстовых форм очень различны от преобладающих мелких западин и воронок до ложбин размером в несколько квадратных километров. Глубина их невелика, обычно в пределах десятка метров.

В лесотундре широко развиты бугристые торфяники. На водоразделах, сложенных суглинистыми породами, они крупнобугристые, а на песчаных террасах имеют более плавные очертания.

Морские аккумулятивные отложения позднепоследней ледниковой трансгрессии занимают самые северные районы Западно-Сибирской равнины. Наиболее широко они развиты на территории Ямала. Поверхность Ямальской равнины спокойная, особенно в прибрежной полосе, которая позже других районов вышла из-под уровня воды. С удалением от моря общая поверхность Ямальской равнины постепенно повышается и несколько усложняется за счет многочисленных заболоченных понижений. Сходны с ней и другие морские равнины крайнего севера Западной Сибири. В отличие от них центральная часть Гыданского полуострова представляет собой более приподнятую плоскую равнину с элементами эрозийного рельефа.

Пятнистая тундра и полигональные формы микро- и мезорельефа на севере Западно-Сибирской равнины возникли в результате образова-

ния морозобойных трещин и медленного течения грунта при периодическом его замерзании и оттаивании. Пятнистость поверхности водораздельных и террасовых равнин и их склонов обусловлена наличием плоских, реже слабовыпуклых или слабовогнутых полигональных пятен, лишенных растительности; по периферии они окружены дерновиной. Размеры отдельных полигонов различны: от нескольких метров до 30—50 м. Особенно широко они развиты на водораздельных пространствах и на речных террасах. Самые крупные из них в значительной мере определяют направления экзогенных процессов и вследствие этого играют определенную роль в формировании некоторых главнейших элементов современного рельефа.

Опыт геоморфологического районирования показывает общие закономерности в развитии рельефа Западно-Сибирской равнины, имеющие важное значение в деле рационального освоения и охраны ее природных ресурсов, однако не вскрывает многих особенностей в строении рельефа равнины, которые имеют большое значение в решении ряда проблем сельского хозяйства (орошение, осушение, различные мелиоративные мероприятия). В целях детализации этих вопросов далее мы обращаемся к описанию геоморфологических районов основной сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины.

РЕЛЬЕФ И МЕЛИОРАЦИЯ

В дореволюционное время в годы пионерного освоения растительных и минеральных ресурсов Восточной Европы, Сибири и Средней Азии естествоиспытатели России уделяли большое внимание анализу результатов проведенных исследований с позиций их скорейшего использования в практических целях. Достаточно вспомнить классические работы В. В. Докучаева и И. И. Жилинского, научные выводы которых обосновали практические приемы борьбы с водной и ветровой эрозией почв и заложили прочный фундамент в рациональное проведение мелиоративных работ по обводнению и осушению степных и лесостепных регионов нашей страны. В настоящее время эти традиции в отношении использования последних достижений науки и в практических делах стали придаваться забвению по двум причинам. С одной стороны, мы пожинаем плоды предельно узкой специализации, а с другой — вопросы внедрения связаны с необходимостью глубокой проработки большого объема специальной литературы в той прикладной области, в которой можно использовать результаты тех или иных научных исследований. Одновременно с этим существующая практика подготовки молодых кадров по различным разделам естествознания не способствует развитию инженерного мышления в решении практических задач. Все это привело к тому, что во многих монографиях, посвященных описанию природных условий, сейчас нет никаких практических рекомендаций или они изложены на двух последних страницах в самой общей форме.

Последние постановления правительства о новом революционном этапе развития нашего социалистического общества обязывают ученых возродить лучшие традиции передовой русской интеллигенции в отношении обеспечения ускоренного роста производительных сил на базе последних научных достижений. В связи с этим практические выводы весьма важных монографических работ сейчас следует срочно публиковать в общедоступной форме с целью ускоренного внедрения.

В настоящей работе мы освещаем выводы многолетних исследований рельефа Западно-Сибирской равнины. Особенности морфологического строения ее поверхности на протяжении многих лет определяли пути

освоения земельных ресурсов. Однако изучение рельефа равнины сильно отстало от решения практических задач в области проведения рациональных мелиоративных мероприятий большого масштаба в связи с необходимостью повышения урожайности всех сельскохозяйственных культур. Рельеф является основой географического ландшафта и в значительной степени определяет характер его главных компонентов. Формы рельефа влияют на формирование климата и на развитие природных явлений. От рельефа во многом зависят главные черты растительности, почвенного покрова и животного мира. По причине активизации антропогенных процессов назрела острая необходимость в изучении не только морфологических особенностей рельефа, но и истории его развития на протяжении значительного отрезка геологической эволюции. Особую роль в прогнозной оценке возможных изменений природной среды вследствие техногенных нагрузок на рельеф должны сыграть новейшие палеогеографические данные об истории формирования географических ландшафтов на последнем голоценовом этапе развития.

Помимо использования новейших палеогеографических данных каждый мелиоратор должен анализировать не только имеющиеся материалы о морфологическом строении современного рельефа Западно-Сибирской равнины, но и иметь необходимый набор морфологических карт, которые дают количественную оценку глубины и густоты расчленения рельефа и уклонов земной поверхности. Одновременно с этим в руках мелиоратора должны находиться и все материалы, раскрывающие явления парадоксальности природных условий Западно-Сибирской равнины, так как они во многих случаях определяют проведение специальных мелиоративных мероприятий.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ГОЛОЦЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

На протяжении многих десятилетий вопросы познания палеогеографических условий самого последнего этапа (голоцена) в истории развития Земли не были в центре внимания научно-исследовательских институтов и производственных организаций. Господствовали определенные представления о том, что колебания за этот предельно короткий промежуток времени (12 000 лет) не привели к существенной перестройке структуры современных географических ландшафтов. Лишь в самые последние годы в связи с решением глобальных проблем коренного преобразования природных условий многих регионов земного шара вопросы детального познания последнего этапа в истории Земли привлекли всеобщее внимание. Без их решения с учетом прямого влияния антропогенных процессов нельзя дать необходимый прогноз в отношении изменения климатической обстановки. К большому сожалению, исследования начались без согласования между различными специалистами. И первые же результаты были во многом противоречивы. Специалисты решали вопросы с позиций анализа собственных исходных данных и очень часто без учета влияния антропогенных процессов. Отсутствие строго согласованной программы в проведении комплексных исследований по палеогеографии голоцена отрицательно сказалось на результатах работы.

Познание палеогеографических условий голоцена имеет очень большое значение для прогнозной оценки возможных изменений климатической обстановки в районах Западно-Сибирской равнины, так как за это время на ее территории произошли такие существенные перестройки в развитии природы, которые не были отмечены ни на одном континенте. За 10—12 тыс. лет на весьма значительной территории Западно-Сибирской равнины сформировались уникальные болотистые массивы, а также поймы рек и их притоков — это миллионы гектаров сенокосных лугов и

рыбохозяйственных водоемов. За это время в пределах Западно-Сибирской равнины произошла деградация мощной системы древних ложбин стока и их весьма значительных озерных расширений. На ее территории расположено сейчас около 1,5 млн пресноводных и минерализованных озер самых различных размеров, начиная с небольших блюдцеобразных западин и кончая «степными морями», к категории которых можно отнести оз. Чаны.

На протяжении голоцена на всем земном шаре произошли значительные колебания климата. Вначале климат был холоднее современного, но в отрезок времени от 9 до 4,5 тыс. лет до наших дней стал более теплым, чем в настоящее время (последледниковый климатический оптимум). Затем последовало новое похолодание и потепление, которое снова сменилось новой фазой относительного похолодания. В связи с этим в эпоху климатического оптимума географические зоны в Западной Сибири были смещены на 400—500 км. На территории современной лесотундры Западно-Сибирской равнины произрастали таежные формации, в пределах Нарымского края были развиты лесостепные ассоциации и зарождались первые очаги примитивного земледелия, в районах Барабы и Ишимской степи паслись стада сайгаков, а в бессточных и малопроточных озерах Кулунды накапливались минеральные соли, которые в настоящее время широко эксплуатируются многими предприятиями химической промышленности. В это же время на значительной территории формируются и многочисленные месторождения местных органоминеральных удобрений (сапропель, гипс, пресноводный мел, озерно-болотный мергель, торфовивпаниты, торф).

Одна четвертая часть всей суши относится к зоне развития многолетней мерзлоты. В пределах нашей страны она занимает 50% территории. За голоценовое время в связи с колебанием климата произошли значительные изменения физико-географических условий зоны многолетней мерзлоты. К сожалению, о характере этих изменений мы знаем очень мало и поэтому допускаем определенные погрешности при проектировании и строительстве тех или иных сооружений и эксплуатации минерального сырья. Они нарушают природное равновесие и вызывают развитие отрицательных явлений.

На территории Западно-Сибирской равнины сформировался современный почвенный покров и прошли значительные процессы эрозийно-го расчленения поверхности, предопределившие основу ее мелпоративного районирования с выделением двух главных зон склонового и равнинного земледелия. За это же время определились и ведущие направления в развитии геохимических процессов, особенно в областях развития самобытного гривного рельефа.

Современный рельеф южных равнин Западной Сибири обусловлен эрозийно-аккумулятивной деятельностью современных рек и четвертичных прарек. В позднечетвертичное время, а в ряде случаев и в более раннее время долины Енисея, Оби, Иртыша, Ишима и Тобола были связаны между собой ложбинами временного стока, в голоцене произошла их полная деградация. В связи с этим открываются большие возможности практической реализации важнейших проблем обводнения и осушения сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины.

При решении многих проблем мелпоративного освоения Западно-Сибирской равнины помимо всестороннего учета палеогеографической обстановки голоцена необходимо иметь достаточно обоснованные материалы и об истории развития ее рельефа на протяжении всего четвертичного периода. К сожалению, в настоящее время по данному вопросу единого мнения нет, вследствие чего возникают определенные затруднения при проектировании более значительных оросительных и осушительных систем. Одни считают, что рельеф Западно-Сибирской равнины был сформирован в процессе последовательного отмирания третичных озерных

бассейнов, а другие говорят о том, что они возникали в результате развития подирудных явлений вследствие смыкания ледниковых покровов Урала, Таймыра и Восточной Сибири. В последние годы многие исследователи стали полностью отрицать возможность развития покровных оледенений. Они высказали новые идеи о существовании в четвертичное время обширного моря, южная граница которого доходила до районов Сургутского Приобья, а далее к югу формировались озерные равнины. Некоторые исследователи пришли к компромиссному решению данного вопроса и высказали свои суждения об одновременном развитии подпрудных бассейнов, ледниковых покровов и морских трансгрессий.

В итоге многолетних исследований, проведенных на всей территории Западно-Сибирской равнины, мы пришли к определенному выводу о том, что ее рельеф в основном был создан не в результате длительного существования озерных или морских бассейнов, а в процессе унаследованного формирования весьма мощной системы палеорек и современных речных долин. Мы считаем, что в истории развития всех долин бассейна Оби могут быть выделены четыре основных этапа. Особое значение в их формировании сыграли два первых. В это время прошли более энергичные процессы врезания речной сети и накопления древнеречных осадков, в русловом составе которых преобладает песчаный материал. Они сформировали самые глубокие и наиболее широкие долины. Речная сеть первого и второго этапов во много раз превосходила масштабы современной Оби и ее притока Иртыша. Достаточно сказать о том, что общая ширина долин транзитных палеорек Западно-Сибирской равнины достигала 250—300 км.

С завершением максимального оледенения Алтае-Саянской горной области связан очень важный период интенсивного обводнения Западно-Сибирской равнины, который мы относим к третьему этапу развития древних палеорек. Общий рисунок гидрографической сети одновременно отражал ведущие элементы пространственного расположения речных артерий указанных этапов и их связующие звенья в форме ложбин стока, которые периодически функционировали и в период развития современных долин, и деградировались в голоценовое время, а некоторые из них даже в первую эпоху освоения Сибири.

Мы не имеем возможности привести все факты, подтверждающие большое значение познания палеогеографических условий четвертичного периода, и в первую очередь голоцена, для решения многих мелиоративных задач. Однако с нашей точки зрения вышеприведенные примеры вполне подтверждают необходимость концентрации общих усилий в организации тематических работ по реставрации палеоландшафтов голоцена Западной Сибири. Нет никакого сомнения в том, что результаты проведения указанных исследований будут широко использоваться как при проектировании различных мелиоративных систем, так и при прогнозировании возможных изменений природной среды при их длительной эксплуатации.

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ЗОНЫ СИБИРИ

Под «мелиорацией» принято понимать «систему организационно-хозяйственных и технических мероприятий, направленных на коренное улучшение неблагоприятных природных условий земель, главным образом путем регулирования их водного, воздушного и теплового режима. Теоретической основой мелиорации является учение В. В. Докучаева о природной зональности» [Краткая географическая энциклопедия, 1961, т. 2, с. 572]. На протяжении многих лет бытует убеждение в том, что

теоретической основой мелиорации является учение В. В. Докучаева о природной зональности. Между тем всем хорошо известно, что «в Советском Союзе орографические элементы, нарушающие широтную зональность, занимают более половины территории. На земном шаре зональными можно считать около 24% территории суши» [Зорин, 1984, с. 60]. В чем же причина столь резких расхождений в научной и практической оценке закона географической зональности? Отклонений от идеальной зональной схемы действительно очень много, об этом в свое время писал и сам В. В. Докучаев [1946], так как природа нашей планеты весьма многогранна. Очень часто самобытность природной обстановки двух соседних зон нельзя объединить по общему признаку, и поэтому многие исследователи идут по пути бесконечного дробления географических зон на более мелкие подразделения. При этом многие географы при комплексном анализе не уделяют должного внимания глубокому познанию рельефа и геологического субстрата, природа которых очень часто вносит существенные поправки и дополнения в наши представления о прямом или косвенном влиянии широтной зональности в оценке мелиоративных условий той или иной территории. Поэтому в каждом конкретном случае научные предпосылки к проведению различных мелиоративных мероприятий должны исходить не только из познания закономерностей широтной зональности, но и в большей степени из детального изучения парадоксальных явлений в истории формирования любого района и их мелиоративной оценки, что подтверждается анализом пространственной изменчивости мелиоративных условий сельскохозяйственной зоны Сибири.

Большой объем мелиоративных, нефте- и газодобывающих работ в районах первоочередного освоения природных ресурсов Сибири требует проведения масштабных региональных географических исследований. На пути практической реализации указанных проблем стоят большие трудности, так как формирование физико-географических условий в Сибири происходило в резко отличной обстановке по сравнению с развитием географических ландшафтов в Восточной Европе. Так, например, все магистральные реки Сибири всегда текли с юга на север навстречу существовавшим ледниковым покровам, на территории же Русской равнины паблюдалась обратная картина. Эти палеогеографические отличия на протяжении четвертичного периода вместе с особенностями устойчивого переноса атмосферных осадков из зоны Атлантического океана и акватории Средиземного моря во многом предопределили главнейшие черты сибирской природы. Они сказались не только в широком распространении многолетней мерзлоты и в развитии ярко выраженных долготных зон, но и на формировании парадоксальных особенностей ее рельефа, почвенного покрова и растительных формаций.

Трудно представить, что в наши дни в давно освоенных промышленных центрах Западной Сибири можно сделать важное парадоксальное географическое открытие, которое внесло бы весьма существенную поправку в установленные закономерности вертикальной зональности горных сооружений. Такое открытие лишней раз свидетельствовало бы о большой самобытности физико-географических условий Сибири, познание которых во многих случаях определяет пути рационального освоения и охраны ее природных ресурсов.

Совсем недавно в непосредственной близости от промышленных районов Кузбасса на территории Кузнецкого Алатау на необычно низких абсолютных уровнях впервые открыты уникальные для внутриматериковых областей Северного полушария современные ледники. Это географическое открытие сделал П. С. Шпинь [1980] в результате проведения многолетних гляциогидроклиматических исследований в труднодоступных районах Кузнецкого Алатау. Современные ледники Кузнецкого Алатау не являются реликтами древних ледниковых эпох. Они ле-

жат на чрезвычайно низких абсолютных уровнях (1200—1300 м над ур. м.), а в районах их развития средняя температура лета весьма высокая (около +10°C). Невольно встает вопрос о том, как же в таких условиях могли формироваться современные ледники в Кузнецком Алатау? Указанные высотные и климатические параметры опровергают возможность сохранения снежного покрова. В процессе проведения исследований выяснено, что современные ледники Кузнецкого Алатау существуют лишь благодаря обилию зимних осадков и их значительной концентрации на подветренных склонах и в понижениях в результате активной деятельности ветровых потоков, сдувающих снег с более возвышенных форм современного рельефа.

Основная сельскохозяйственная зона Сибири на севере ограничена областью площадного развития таежных лесов, а на юге — обнаженными структурами Северного Казахстана, Алтае-Саянской горной области и полупустынными районами Монгольской Народной Республики. Сельскохозяйственная зона Сибири простирается на 3500 км, на территории Западной Сибири ее ширина колеблется в пределах 450—700 км. Начиная от Урала, она сплошным массивом простирается до Оби, а далее встречается лишь в виде изолированных лесостепных и степных островов. В центральной части Обь-Иртышского междуречья сельскохозяйственная зона Западной Сибири имеет аномальное строение вследствие усиленной «трансгрессии» пояса Васюганских болот на юг и одновременного продвижения сухостепных ландшафтов в северном направлении.

Развитая сеть древних ложбин стока, которые в процессе своего неоднократного зарождения, развития и деградации сформировали эрозионно-аккумулятивные формы гривного и увалисто-ложбинного рельефа, — весьма характерная геоморфологическая особенность сельскохозяйственной зоны Западной Сибири. Наличие гривного и увалисто-ложбинного рельефа, без всякого сомнения, следует отнести к парадоксальным природным явлениям, так как в строении равнинных регионов всех континентов подобный рельеф нигде не описан, за исключением некоторых районов Прикаспия. Указанная геоморфологическая аномалия — следствие не только структурных особенностей Западной Сибири, но и периодической смены климатических условий, которые всегда приводили к повышенной обводненности магистральных рек. Особое внимание мы уделяем характеристике гривных форм рельефа, так как в их геологическом строении в одних районах принимают участие минерализованные третичные образования, а в других — одни четвертичные отложения. Вместе с этим в некоторых районах в строении грив одновременно участвуют как третичные, так и четвертичные осадки. Указанные особенности геологического строения и характерные морфологические черты гривного и увалисто-ложбинного рельефа создают особые условия для развития сложных геохимических процессов, с которыми связаны явления вторичного засоления почв и грунтовых вод. Процессы засоления по профилю «грива — межгривное понижение» могут протекать в зависимости от общей морфологии грив, литологического состава слагающих осадков и характера минерализации в самых различных направлениях.

Не менее парадоксальны мелиоративные условия и на территории Восточной Сибири и Забайкалья. Их формирование предопределено структурными особенностями регионов, развитием многолетней мерзлоты в Алтае-Саянской горной области, плоскогорьях Восточной Сибири, нагорьях Прибайкалья и Забайкалья и смыканием темнохвойных горных лесов со светлохвойными формациями Сибирской платформы. Немалую роль в формировании мелиоративных условий Восточной Сибири и Забайкалья сыграло также и наличие долготных климатических зон с господством резко континентальных и экстроконтинентальных условий, которые по многим показателям значительно отличаются от континентального климата Западной Сибири.

В приенисейской полосе Восточной Сибири лесостепные и степные ландшафты в основном расположены в бассейнах Кана и Ангары. Забайкальские степи занимают значительную территорию. Они располагаются как в виде изолированных островов, так и сплошными массивами в западных и восточных районах Забайкалья. Пахотные угодья Хакасской автономной области приурочены к межгорным котловинам Минусинского межгорного прогиба.

В геоморфологическом строении сельскохозяйственной зоны Западной Сибири принимают участие пластовые, аллювиальные и предгорные равнины. Первые непрерывно прослеживаются от восточного склона Урала на западе до г. Татарска на востоке. К пластовым равнинам мы относим территорию Ишимской степи (за исключением северных районов) и правобережную территорию Омского Прииртышья. Здесь широко развиты выдержанные горизонты неогеновых континентальных образований, сверху они перекрыты плащом четвертичных отложений незначительной мощности. Поверхность Ишимской степи представляет собой совершенную равнину, рельеф которой лишь частично осложнен многочисленными озерами. Исключение представляет лишь относительно небольшая Пресновская аллювиальная равнина с характерными формами гривного рельефа.

К парадоксальным явлениям естественно-исторического развития Ишимской степи, определяющим ее главные мелноразличные особенности, следует отнести условия почвообразования, которые в большей степени способствовали развитию интразональных, а не зональных почв. Впервые этот весьма важный вывод сделал К. Д. Глинка [1914]. Впоследствии его вывод подтвердил на большом фактическом материале К. П. Горшенин [1927]. Весь почвенный комплекс Ишимской степи представляется пестрым и сложным. В нем настоящие черноземы играют подчиненную роль. Они резко отличаются от типичных черноземов Русской равнины и характеризуются «меньшей мощностью, менее нормальным строением, богатством мало структурных разновидностей и общей значительной солоненостью» [Глинка, 1914, с. 89]. Эти отличия объясняются слабой дренированностью Ишимской степи, обилием солей в толще подстилающих неогеновых отложений, пестротой химизма грунтовых вод, различной увлажненностью и морфологическими особенностями мезо- и микрорельефа покровных образований. Поэтому орошение Ишимской степи следует проводить с очень большой осторожностью.

Аллювиальные равнины в пределах сельскохозяйственной зоны Западной Сибири приурочены к центральному району Обь-Иртышского междуречья и непрерывно прослеживаются от южной границы таежных лесов до обнаженного палеозойского обрамления Западно-Сибирской равнины (Бараба, Кулунда, Бель-Агачская степь). Первое место из них по сложности рельефа и почвенного покрова занимает Барабинская равнина с характерным природным комплексом гривных ландшафтов. С учетом геологического строения, гидрологических условий и морфологических особенностей рельефа осушение и орошение на территории Барабинской степи следует проводить методом двухстороннего регулирования.

Предгорные равнины сельскохозяйственной зоны Западной Сибири наиболее широко развиты в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины — в районах Кузбасса и Чулымо-Енисейской впадины. По новейшим данным, в строении предгорных равнин участвуют не только пролювиально-делювиальные осадки, но и аллювиальные и озерно-болотные отложения. На их территории выявлены различные уступы, перегибы слоев, оползневые ступени, реликтовые формы овражно-балочной сети и значительные эрозионные врезы, выполненные разнофациальными осадками. Кроме того, в целом ряде случаев на предгорных равнинах отмечалась выраженная террасированность, возникшая в процессе нескольких циклов слабых и более сильных поднятий и опусканий. Отме-

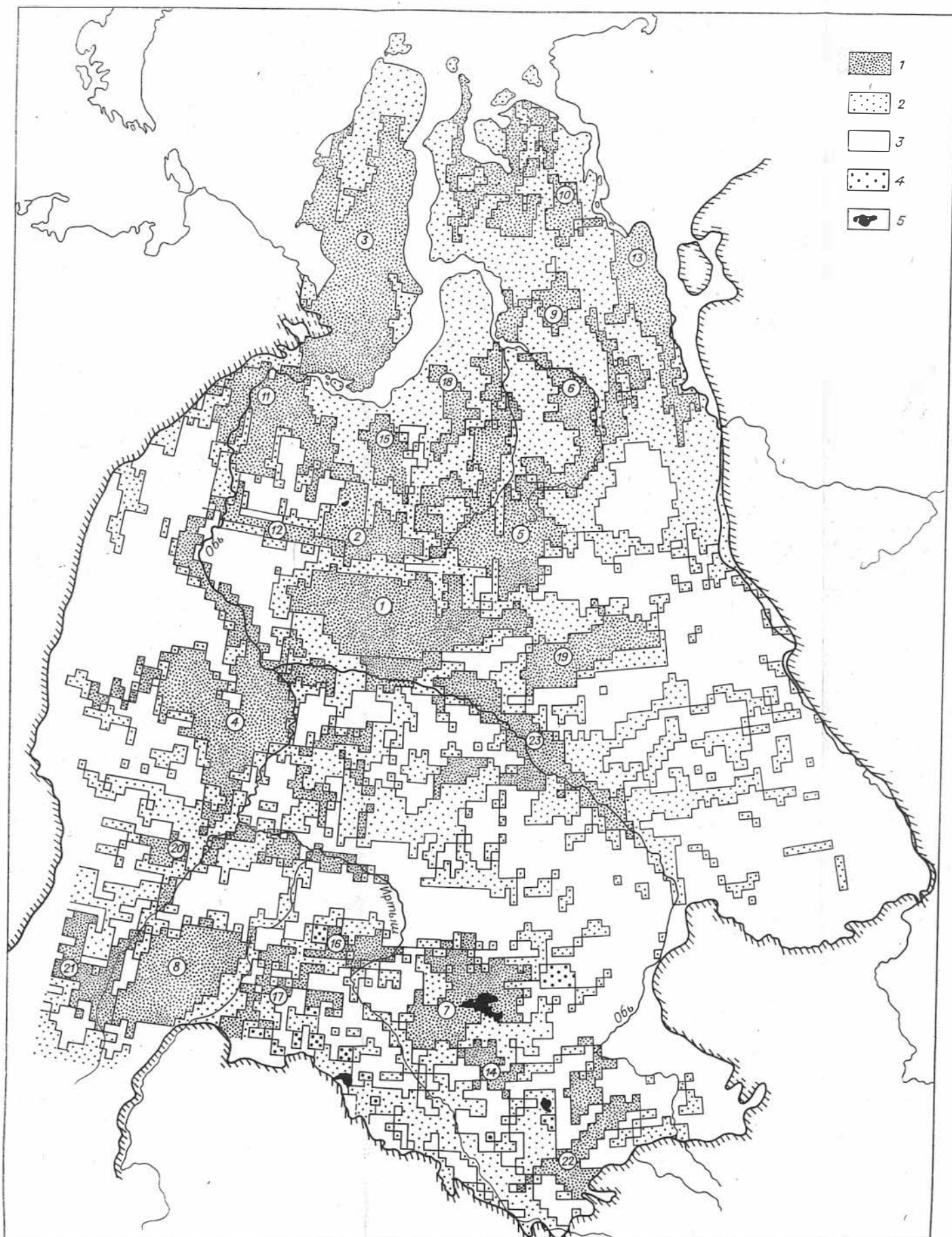


Рис. 16. Картограмма озерных районов Западно-Сибирской равнины.

1 — районы повышенной заозерности (4,0%); 2 — районы фоновой заозерности (2,2%); 3 — районы пониженной заозерности (0,5%); 4 — районы с повышенной заозерностью с единичными крупными озерами; 5 — акватории озер Чаны, Кулундинское, Силетигениз (заозерность 100%). Цифры на картограмме — номера озерных районов (названия районов см. в тексте).

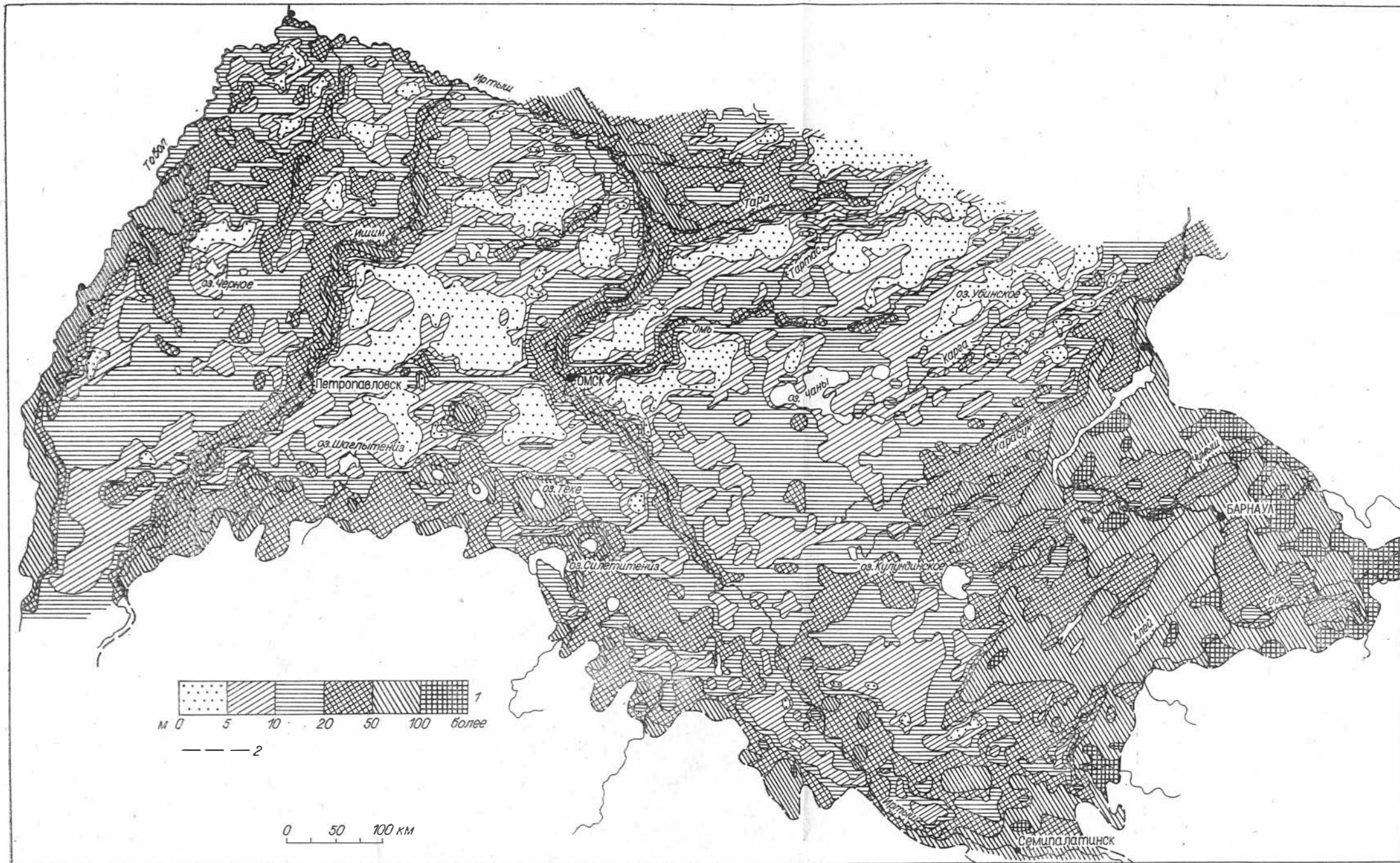


Рис. 22. Схема глубины расчленения рельефа южных равнин Западной Сибири.
 1 — вертикальное расчленение рельефа; 2 — граница палеозоя.

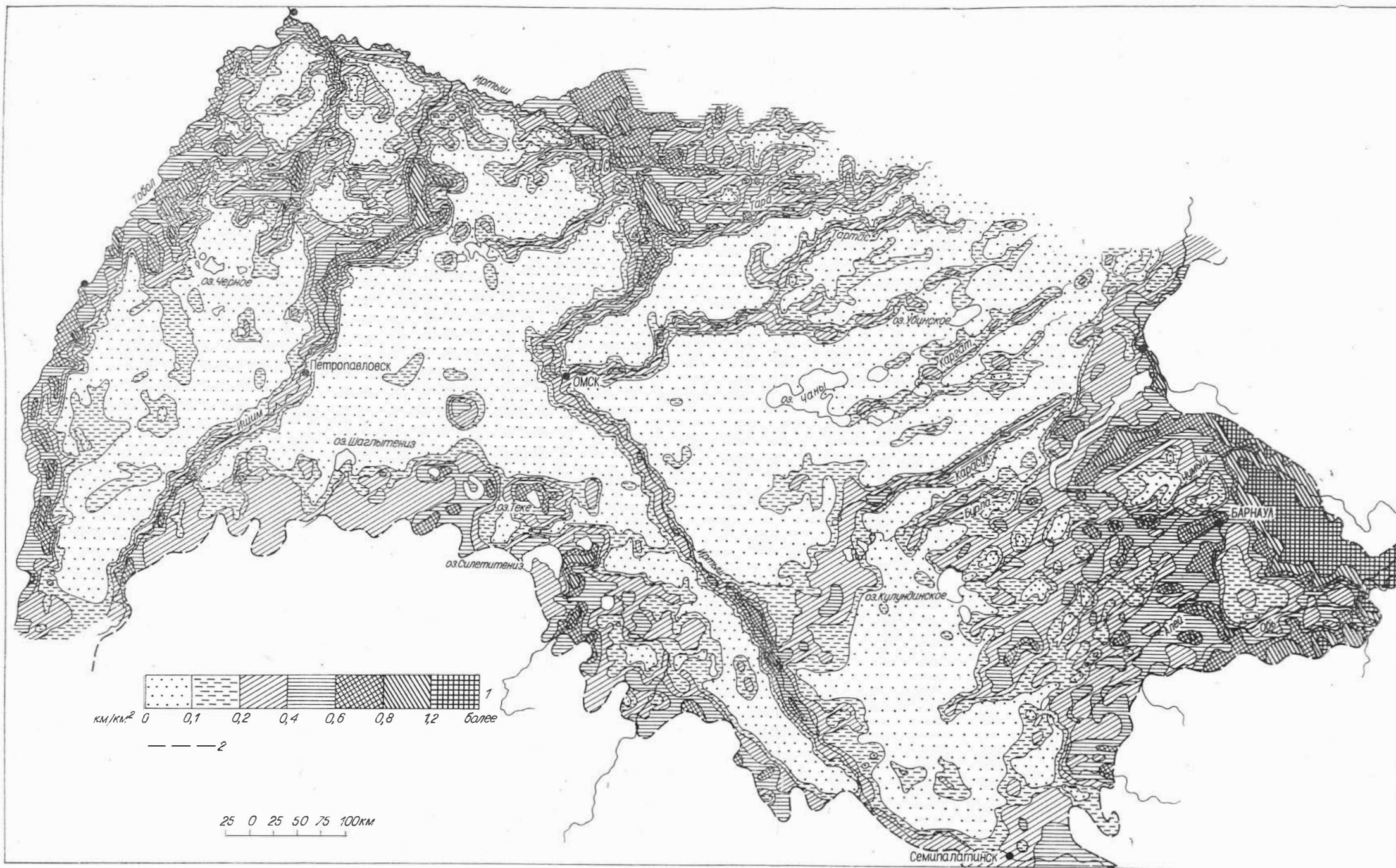


Рис. 23. Схема густоты расчленения рельефа южных равнин Западной Сибири.
 1 — горизонтальное расчленение рельефа; 2 — граница палеозоя.

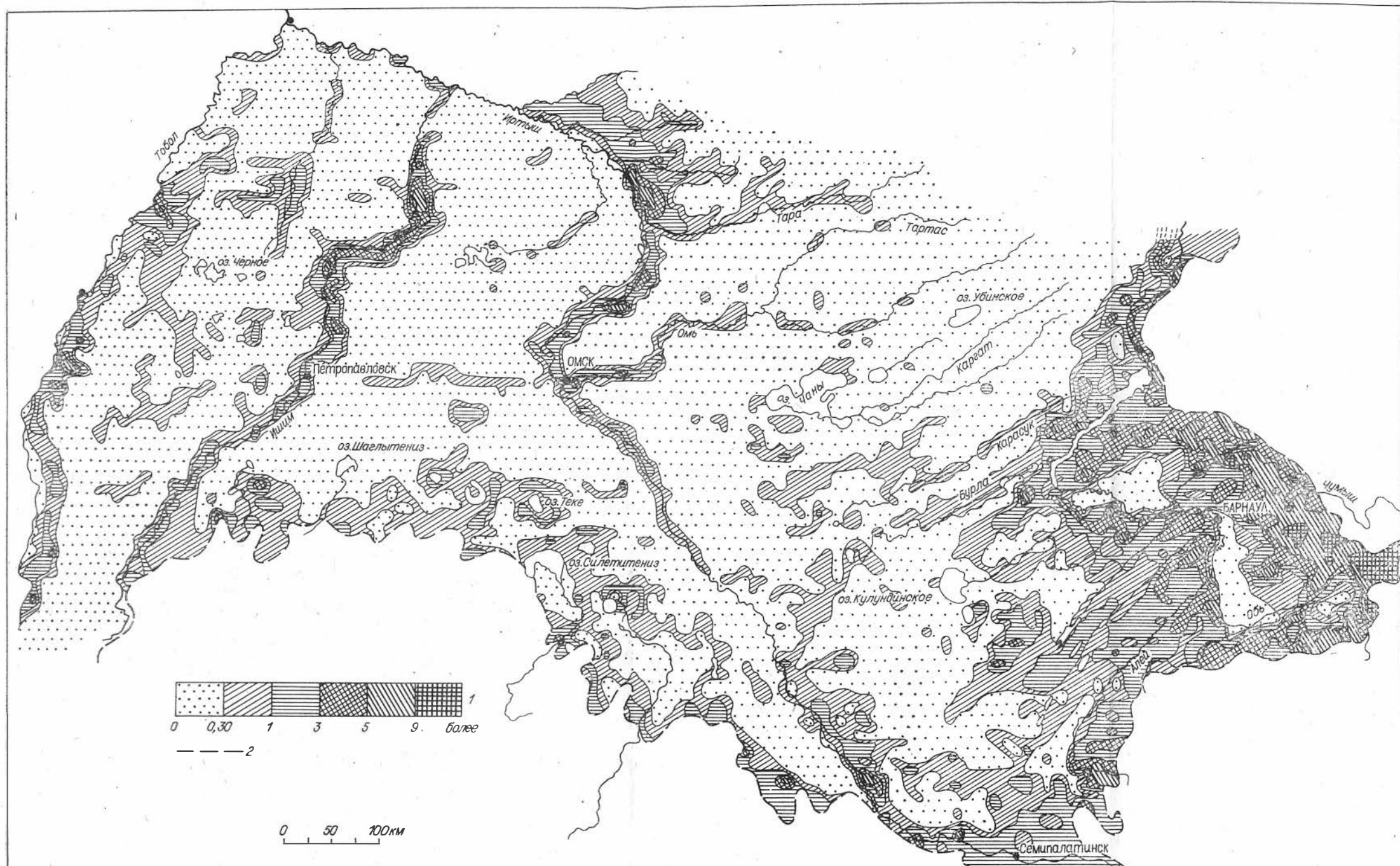


Рис. 24. Схема уклонов земной поверхности южных равнин Западной Сибири.
 1 — уклоны местности; 2 — граница палеозоя.

ченная сложность в геологическом и геоморфологическом строении предгорных равнин и паличие хорошо выраженной овражно-балочной сети во многом осложняют проектирование и проведение различных мелиоративных мероприятий. В периоды относительного покоя в пределах уже сформировавшихся сложно построенных предгорных равнин одновременно существуют области и транзита, и застоя грунтовых вод, которые сыграли большую роль в развитии процессов засоления различных сельскохозяйственных угодий.

Новые данные о геолого-геоморфологическом строении предгорных равнин весьма существенно изменили ранее сложившиеся представления о возможном проведении широких мелиоративных работ без постановки специальных весьма детальных инженерных изысканий. Практика показала, что даже маломасштабное орошение на местном стоке на территории предгорных равнин следует проводить только по утвержденным проектам.

Сельскохозяйственные угодья Восточной Сибири, о которых мы говорили выше, характеризуются наличием специфических мелиоративных условий в связи с длительным сохранением слоя сезонного промерзания. «В первый период льдистый замерзший слой создает водоупор, а во второй период после оттаивания этого слоя и при максимуме позднелетних и осенних дождей происходит сквозное промачивание почв. В результате водно-тепловой профиль почв состоит как бы из трех слоев: первый слой — это корнеобитаемая зона со значительным колебанием в ней в течение года влажности и температуры; второй — постоянно холодный, с высокой влажностью, приурочен к горизонту длительного слоя сезонной мерзлоты; наконец, третий самый глубокий слой с постоянно низкой влажностью при положительной среднегодовой температуре» [Ерохина, 1966, с. 123].

Вполне естественно, что отмеченные особенности в строении почвенного горизонта лесостепных и степных островов в ряде районов Предбайкалья и Забайкалья определяют проведение более сложных мелиоративных мероприятий, до практического внедрения которых должны быть проведены значительные научно-исследовательские работы.

Обращаясь теперь к краткой характеристике мелиоративных условий южной части нечерноземной зоны Сибири и Русской равнины, следует сказать, что они резко различны. Это различие явилось следствием их естественно-исторического формирования, которое проходило в европейской части нашей страны в области активного образования ледниковых покровов, а в Сибири в неледниковой области на территории распространения аллювиальных и предгорных равнин.

В рамках настоящей работы невозможно охватить все аспекты поставленной проблемы. Мы остановились только на рассмотрении некоторых конкретных примеров, которые раскрывают самобытность формирования мелиоративных условий сельскохозяйственной зоны Сибири. До самых последних лет они никогда не были в центре особого внимания геоморфологов, геологов, почвоведов, геоботаников, болотоведов, гидрологов, климатологов и мелиораторов, и поэтому материалы, приведенные в специальных изданиях, убедительно свидетельствуют о том, что проектирование и тем более эксплуатация любых мелиоративных систем на территории Сибири не могут быть проведены без детального изучения ее парадоксальных природных условий. При этом необходимо учитывать то, что закон географической зональности в нашей стране проявляется в основном в районах сельскохозяйственной зоны Сибири.

МОРФОМЕТРИЯ РЕЛЬЕФА ЮЖНЫХ РАВНИН ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

На протяжении многих лет морфометрические методы изучения рельефа не применялись для решения практических задач комплексного освоения и охраны природных условий Сибири. Лишь в самое последнее время стали публиковаться первые работы по данному вопросу. На территории сельскохозяйственной зоны Сибири, за исключением некоторых районов, подобные работы никогда не проводились в необходимом объеме и на соответствующей топографической основе. Между тем по морфометрическим картам можно довольно объективно определить границы той или иной активизации эрозионной сети, ее густоту, глубину важнейших базисов эрозии и уклоны земной поверхности. На основании полученных результатов количественной характеристики рельефа можно надежно обосновать многие исходные положения для проектирования мелиоративных мероприятий. Морфометрический анализ дает числовые показатели об энергии рельефа, наглядная характеристика которых не входит в задачу составления топографической основы.

Высказанные положения побудили нас обратить особое внимание читателя на результаты анализа морфометрических данных, так как они во многом определяют основные направления мелиоративного освоения сельскохозяйственной зоны Западной Сибири и вместе с другими исходными материалами позволяют впервые поставить целый ряд важнейших проблем, многие из которых явились следствием изучения рельефа Западно-Сибирской равнины.

Для составления морфометрических карт на территорию южных равнин Западной Сибири в качестве исходных материалов были использованы крупномасштабные топографические карты. Ниже приведенные морфометрические характеристики определяют амплитуду колебания высот наивысших и наименьших отметок местности в пределах рабочих квадратов (10×10 см в масштабе исходной топографической карты). Для определения густоты расчленения рельефа измерялась протяженность эрозионной сети по отношению к единице площади рабочего квадрата. Углы наклона земной поверхности определялись с использованием шкалы заложения горизонталей.

В результате проведенных исследований под нашим руководством А. Г. Гриценко [1982] были составлены следующие морфометрические карты: а) глубины расчленения рельефа; б) густоты расчленения рельефа; в) уклонов земной поверхности (рис. 22—24, см. вкладки). Составленные морфометрические карты показывают, что районы развития предгорных равнин имеют повышенные числовые характеристики современного рельефа по сравнению с другими геоморфологическими подразделениями сельскохозяйственной зоны Западной Сибири. По изолинии в 20 м на карте глубины расчленения рельефа они отделяются от районов развития аллювиальных равнин. При этом все морфометрические показатели закономерно увеличиваются в восточном направлении, достигая максимума в непосредственной близости от складчатых сооружений Алтая и Салаира. Там глубина местных базисов эрозии на большей части предгорных равнин составляет 50—100 м, увеличиваясь в пределах Бия-Чумышских районов до 120—150 м. Густота расчленения выражается величинами порядка 0,4—0,5 км/км², достигая значений 0,8—1,2 км/км² и более в восточной и юго-восточной частях Западно-Сибирской равнины. Средние углы наклона поверхности предгорных равнин равны 3—5° и возрастают к востоку до 9° и более. Нередко отдельные склоны имеют крутизну в 15—20°.

За пределами предгорных равнин относительно высокие морфометрические показатели фиксируются в долинах Тобола, Вагая, Ишима, Иртыша, Тары, Уя, Туя, Шиша и в нижнем течение Оми. Однотипные циф-

ровые показатели энергии современного рельефа отмечаются также и в Приказахстанской зоне, на территории которой широко развиты озерные котловины значительных размеров.

В районах развития аллювиальных равнин глубина расчленения рельефа, как правило, не превышает 5—10 м, и только на площади распространения гривных форм она увеличивается до 15—20 м. Густота расчленения рельефа в пределах всех водораздельных областей аллювиальных равнин не более 0,1 км/км². В долинах современных речных систем и в ложбинах древнего стока она колеблется от 0,1 до 0,2—0,4 км/км². Указанные цифровые значения энергии современного рельефа типичны и для довольно широкой Приказахстанской зоны. Уклоны земной поверхности на территории аллювиальных равнин не превышают 0,5°, и лишь в долинах рек и ложбинах древнего стока углы наклона изменяются в пределах 0,5—1—3°.

Пластовые равнины с бронированным покровом трудно размываемых тяжелых третичных глин характеризуются предельно минимальными цифровыми значениями общей энергии современного рельефа. Исключение в этом отношении представляют только наложенные формы флювиальной (речной) аккумуляции. На их территории глубина и густота расчленения рельефа и уклоны земной поверхности лишь немного превышают начальные отсчеты принятых показателей приведенных морфометрических карт.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

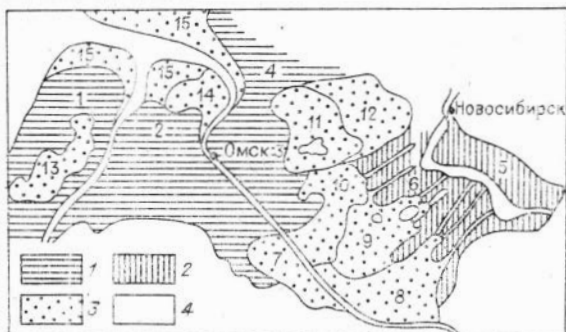
На составленной схеме геоморфологического районирования сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины мы выделили три основные области развития пластовых, аллювиальных и предгорных равнин, на территории которых закартировали отдельные геоморфологические районы (рис. 25). Для каждого выделенного подразделения нами приводится характеристика его морфологических особенностей, во многом определяющих исходные данные для проектирования различных мелиоративных систем с учетом качественной оценки общей энергии современного рельефа.

Пластовые равнины

Тобол-Ишимская плоская равнина занимает весьма значительную часть Тобол-Ишимского междуречья. На юге она граничит с Убоган-Ишимской равниной, а на севере — с районами развития аллювиальных палеорек и современных речных артерий. На участках их сопряжения от-

Рис. 25. Схема геоморфологического районирования сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины.

1 — пластовые равнины (1 — Тобол-Ишимская плоская, 2 — Ишим-Иртышская пологоувалистая, 3 — Иртышская слабоволнистая, 4 — При-Тарская); 2 — предгорные равнины (5 — Присалаирская, 6 — Приобское плато); 3 — аллювиальные равнины (7 — Павлодарская, 8 — Бель-Агачская, 9 — Кулундинская, 10 — Карасукская, 11 — Барабинская, 12 — Каргатская, 13 — Пресновская, 14 — Колосовская, 15 — Эбаргульская); 4 — современные долины и ложбины стока.



мечается эрозионный уступ, который в геоморфологическом отношении проявляется различно. Наиболее отчетливо уступ прослеживается в при-тобольской части Тобол-Ишимского междуречья.

По характеру рельефа данный район представляет собой плоскую слабоволнистую равнину с обширными низинами и расплывчатыми увалообразными повышениями. В его северной части расчленение рельефа наблюдается лишь вблизи долин правых притоков Тобола и в бассейне верхнего течения Вагая. Южная часть Тобол-Ишимской равнины характеризуется наличием довольно многочисленных озерных котловин и ясно выраженных ложбин древнего стока, по которым некогда текли поверхностные воды с приподнятых возвышенностей Северного Казахстана. В основном они ориентированы в северо-западном и северном направлениях. Наиболее мощные ложбины древнего стока в пределах рассматриваемой территории прослежены на расстоянии 100 км. Глубина их вреза достигает 35 м, а ширина — 20 км. На значительной части Тобол-Ишимской равнины отмечается приуроченность значительных озерных систем к долинам современных притоков Тобола и Вагая и к древним ложбинам стока.

Помимо ложбин стока первого порядка, в пределах Тобол-Ишимской равнины отмечаются менее значительные ложбины шириной не более 5 км. В рельефе они выражены не так отчетливо и вследствие отсутствия необходимых буровых данных не могут быть охарактеризованы с достаточной полнотой.

Ишим-Иртышская плоскоувалистая равнина занимает значительную территорию. По деталям устройства поверхности она может быть разделена на две почти равные части. Первая — на юге ограничена древней долиной р. Камышловка, а на севере — областью распространения аллювиальных равнин палеорек и террасовых равнин Иртыша. Вторая часть непрерывно прослеживается от долины р. Камышловка до палеозойского обрамления Казахской складчатой страны и до южной границы Приказахстанской равнины. Северная граница описываемого района, проходящая по широте с. Викулова, в геоморфологическом отношении выражена довольно отчетливо, особенно в восточной части Ишим-Иртышского водораздела и на территории Большереченского Прииртышья. В последнем районе она впервые в виде эрозионного уступа была показана на геологическом разрезе, приведенном в работе Н. К. Высоцкого [1896]. Основу рельефа района составляют плоские частично расплывчатые увалы и межувальные понижения. На некоторых участках Ишим-Иртышской равнины отмечаются довольно широко развитые плоские озерные котловины. Они очень редко достигают значительных размеров и не нарушают ее равнинный рельеф.

Южная половина Ишим-Иртышской равнины в геоморфологическом отношении представляет собой волнистую поверхность с обширными платообразными увалами, постепенно переходящими в широкие понижения. Некоторое усложнение рельефа наблюдается лишь в окрестностях оз. Эбейты, залегающего в глубокой котловине. С юга на север и с запада на восток заметен слабый общий уклон к долинам Иртыша и Камышловки. Среди форм микрорельефа преобладают западины самой различной величины и формы. Реже встречаются более широкие понижения, в самых низких местах занятые днищами высохших озер. На значительных участках Ишим-Иртышской равнины подобные образования развиты очень слабо, и прииртышская часть Ишимской степи представляет собой почти идеальную равнину.

На значительной территории Ишим-Иртышской равнины неогеновые образования выходят на дневную поверхность или перекрыты маломощным чехлом делювиально-пролювиальных осадков четвертичного возраста. Ближе всего к поверхности неогеновые отложения залегают в районах развития наиболее возвышенных платообразных увалов. Здесь широко развиты черноземы повышенной карбонатности.

Прииртышская слабоволнистая равнина расположена к востоку от Иртыша. Начинается она с хорошо выраженного Прииртышского увала, прижатого к долине Иртыша. Он хорошо прослеживается от широты оз. Кулундинского до с. Карташова. В среднем его высотные отметки колеблются в пределах 115—120 м. По направлению с запада на восток Прииртышская равнина постепенно понижается и в районах Курумбельской степи ее абсолютная высота участками не превышает 105 м. В целом описываемый район представляет собой предельно плоскую или слабоволнистую равнину, в строении которой принимают участие глинистые отложения неогена. Общая равнинность рельефа нарушается слабо врезанными озерными котловинами, в пространственном расположении которых отмечается известная закономерность. В основном они сосредоточены в районах развития значительного понижения (Сумы-Чебаклинская остаточно-озерная система). На его поверхности разбросаны многочисленные плоские котловинообразные западины различных размеров, периодически заполняющиеся весенними водами. Среди озерных котловин и плоских местных водоразделов изредка выступают повышенные участки овальных очертаний, представляющие собой эрозионные останцы.

Высотные отметки в районах Прииртышской равнины изменяются в пределах 110—120 (40%) и 100—110 (50%) м. Отдельные участки, тяготеющие к долине Оми, лежат ниже 100 м высоты. Горизонтальное расчленение рельефа характеризуется следующими данными: до 0,2 км/км² — 95%, 0,2—0,5 км/км² — 5%. Уклоны пахотных угодий не превышают 1°. Вполне естественно, что приведенные показатели в зоне правобережья Иртыша и в долине Оми имеют более высокие цифровые значения по ряду причин, и в первую очередь вследствие развития береговых оврагов.

Аллювиальные равнины

Павлодарская равнина занимает значительную часть левобережья Павлодарского Прииртышья. За полосой террасовых равнин долины Иртыша широко распространены аллювиальные осадки палеорек и древних ложбин стока. Их поверхность в значительной степени переработана последующими эрозионно-аккумулятивными процессами и усложнена наличием долин незначительных степных рек, впадающих в бессточные озера. Поэтому в современном рельефе западных районов Павлодарского Прииртышья сохранились лишь незначительные участки слабо выраженной древней долинной сети, пространственная ориентировка которой, по видимому, совпала с общей направленностью долины Иртыша.

В северо-западной части Павлодарской равнины необходимо в будущем выделить своеобразный Приказахстанский котловинно-равнинный геоморфологический район, природа которого нам во многом еще не ясна. Границы района охватывают значительную территорию Приказахстанского понижения с большой группой переуглубленных озер по сравнению с меженным уровнем Иртыша. К этим переуглубленным котловинам приурочены такие озера, как Теке (абс. отм. 29 м), Улькен-Караой (абс. отм. 56 м) и др. В поперечнике крупнейшие озерные котловины достигают 30—50 км. Значительные отрицательные формы рельефа данного района представлены также долинами степных рек и логов шириной до 2—4 км и глубиной вреза до 20—30 м. К другим морфологическим особенностям рельефа котловинно-равнинного района следует отнести блюдцеобразные западины самой различной величины и формы (Тамары, Ракиты и др.). Они отличаются друг от друга по своим морфометрическим и морфологическим показателям, а также по различию в строении растительного

и почвенного покрова. Водораздельные пространства между переуглубленными озерными котловинами характеризуются исключительно плоской поверхностью. Эти особенности в строении рельефа были положены нами в основу на первый взгляд странного наименования выделенного района.

В пределах котловинно-равнинного района широко распространены размытые неогеновые отложения. В основании четвертичного покрова во многих случаях залегает базальный горизонт из перемытых известково-мергелистых конкреций, свидетельствующий о том, что здесь в период формирования палеорек и ложбины древнего стока на большой площади проявились значительные эрозийные и аккумулятивные процессы. По этой причине в данном районе отмечаются повышенные морфометрические характеристики рельефа. Так, глубина расчленения вблизи палеозойского обрамления достигает 30—40 м, а с удалением от него уменьшается до 10—20 м и менее. Густота расчленения рельефа на значительной части района более 0,2 км/км². Уклоны наклона земной поверхности не превышают 0,5°.

Бель-Агачская равнина. Равнина расположена на крайнем юге рассматриваемой территории. Основу строения ее поверхности составляют бугристо-грядовые формы рельефа. Дюны, как правило, имеют высоту 4—8 м, но местами достигают 10 м и более. Они отстоят друг от друга на 100—200 м. Отдельные крупные дюны достигают в длину 1—2 км. Среди других форм рельефа следует отметить наличие котловин выдувания, имеющих в большинстве случаев округлые очертания. Глубины котловин выдувания прямо пропорциональны их диаметру и составляют от 0,2 до 1 м и более. К пониженным участкам дельтовых образований древних ложбин стока приурочены многочисленные озерные котловины. При движении в юго-западном направлении в рельефе Бель-Агачской равнины заметно увеличивается общее количество форм бугристого и грядового рельефа. В виде отдельных массивов в дельтовых зонах древних ложбин стока встречаются ячеистые и бугристые пески, а также дюнные цепи.

По степени горизонтального расчленения рельефа Бель-Агачская равнина однотипна с Кулундинской степью, и на соответствующей карте эти территории закартированы в одной легенде. По степени глубины расчленения рельефа они различны. Большими показателями характеризуется всхолмленная поверхность Бель-Агачской равнины. На отдельных участках вертикальная расчлененность рельефа колеблется в пределах 20—30 м. Уклоны поверхности всегда меньше 1°, за исключением участков развития крупных форм дюнного рельефа.

Кулундинская равнина. Из всех геоморфологических районов юга Западно-Сибирской равнины Кулундинская степь занимает особое место. Все ее наиболее характерные черты рельефа отражают основные закономерности формирования значительной толщи аллювиальных песчаных образований на протяжении позднего плицена и четвертичного периода путем неоднократной смены эрозийных и аккумулятивных циклов. В районах Кулундинской равнины повсеместно распространен 50—60-метровый горизонт разнозернистых песков, залегающих на глинистых отложениях неогена. По устройству поверхности в ее пределах должна быть выделена центральная часть и своеобразная периферическая зона. В центральной части Кулундинской степи широко распространены плоские понижения с крупными остаточными озерами. На большом их протяжении абсолютные отметки колеблются в пределах 102—115 м. Урез воды в наиболее углубленной котловине оз. Бол. Ярового находится на отметке 79 м. Максимальная ширина значительных озер достигает 20—25 км. Все они имеют хорошо выраженный современный эрозийный уступ высотой 2—4 м и менее отчетливые озерные террасы, отражающие главнейшие этапы развития озер. В периферической зоне Ку-

лундинской степи развиты плоские и волнистые равнины. В строении рельефа их более пониженных участков отмечается преобладание плоских равнин. Слабоволнистые поверхности здесь развиты спорадически. К территории последних приурочены незначительные озера и разбросанные фрагменты древних ложбин стока, которые не всегда хорошо выражены в рельефе.

Горизонтальное расчленение рельефа Кулундинской степи не превышает $0,1 \text{ км/км}^2$ и лишь в ее восточной части возрастает до $0,8 \text{ км/км}^2$. Величина вертикального расчленения в основном колеблется в пределах $5\text{--}10 \text{ м}$, за исключением районов развития крупнейших остаточных озер. Уклоны земной поверхности измеряются минутами и только в районах восточного побережья оз. Кучук достигают 1° .

Карасукская равнина обнимает бассейн нижнего течения Карасука и Бурлы, область их бессточных озер и систему древних ложбин стока, которые прослеживаются в юго-западном направлении до долины Иртыша. Рельеф Карасукской равнины осложнен современными бессточными озерами, древними ложбинами стока и частично мелкими формами бугристого ландшафта. Исключение представляет лишь один очень маленький участок развития микрогивного рельефа в долине Бурлы. По нашему мнению, основу рельефа Карасукской равнины в крупном плане определяют не морфологические особенности, а единая система современных речных долин и древних ложбин стока, которая прослеживается по всему Обь-Иртышскому междуречью. В прошлом она служила транзитом неоднократного сброса енисейских и обских вод в районы Южного Прииртышья и Северного Казахстана. Карасукская система древнего транзита разделяет две соседние самые большие бессточные области южной части Западной Сибири. К югу от Карасукской равнины расположена Кулундинская степь с обширным Кучук-Кулундинским понижением, а к северу — система бессточных озер Барабы. Следует отметить, что в указанных районах тоже существуют древние ложбины стока со сбросом воды в Иртыш, но по своему масштабу и периодичности они не могут сравниваться с аналогичными формами рельефа Карасукской равнины.

Морфологические показатели по центральной зоне Карасукской равнины не имеют высоких значений. Так глубина расчленения рельефа не превышает $10\text{--}20 \text{ м}$, густота расчленения колеблется от $0,1$ до $0,2 \text{ км/км}^2$, а уклоны земной поверхности всегда ниже 1° .

Барабинская гивно-озерная равнина занимает чашеобразное причаповское понижение и бассейн среднего течения Оми. От Карасукской равнины она отделена довольно хорошо выраженным уступом, в пределах которого абсолютные отметки рельефа снижаются от 125 до 115 м . В общем он имеет северо-западную ориентировку и отчетливо прослеживается от с. Довольное до г. Барабинска и далее до южной границы Кыштовского района. Абсолютные высоты Барабинской равнины колеблются в пределах $90\text{--}110 \text{ м}$. Характерной чертой ее является почти повсеместное распространение гивного рельефа всех модификаций. Кроме гивного рельефа к наиболее характерным элементам природного ландшафта Барабинской равнины следует отнести также и многочисленные озера. Среди них выделяются своей величиной озера Чаны (1960 км^2), Сартлан (360 км^2), Тандово (88 км^2). Основную массу составляют мелкие озера площадью менее 1 км^2 .

Морфологическая характеристика рельефа Барабинской равнины определяется следующими величинами, глубина расчленения в основном не превышает 20 м , густота повсеместно менее $0,1 \text{ км/км}^2$, уклоны земной поверхности на большей части территории измеряются десятками минут. В пределах долины Оми и в районах развития крупногивных форм морфометрические показатели имеют более повышенные цифровые показатели.

Каргатская увалисто-ложбинная слабо дренированная равнина занимает значительную часть бассейна верхнего течения р. Каргат и р. Чулым. Основу ее рельефа составляют древние ложбины стока шириной 10—30 км. К ним, как правило, приурочены и долины современных рек. Древние водоразделы между ними представляют собой широкие (30—50 км) чрезвычайно плоские увалы. Долины современных рек и их увалообразные междуречья ориентированы с северо-востока на юго-запад и сильно заболочены. Очень редко на западе Каргатской равнины встречаются одиночные весьма своеобразные гряды удлиненной формы, скорее напоминающие узкие увалообразные возвышения, поэтому многие исследователи ошибочно относят ее районы к территории классического развития гряд Барабинской степи. Микрорельеф междуречий Каргатской равнины представлен многочисленными западинами различной величины и формы. Озеровидные расширения современных долин и ложбин древнего стока заняты заболоченными займищами.

На большей части Каргатской равнины абсолютные высоты колеблются от 120 до 150 м с постепенным увеличением их по направлению с запада на восток. Глубина местных базисов (до 5 м) характеризует вертикальную расчлененность ее рельефа. Только 15% площади Каргатской равнины имеет более значительный врез речных долин 5—10 (10%), 10—15 (5%) м. Уклоны земной поверхности не превышают 1°. Основным объектом мелиорации на ее территории должны явиться заболоченные займища. Об этом убедительно свидетельствует опыт первых мелиоративных работ, проведенных в начале XX в. под руководством И. И. Жилинского.

Пресновская равнина расположена в центральных районах Тобол-Ишимского междуречья и характеризуется наиболее полной геоморфологической выраженностью всех типичных форм грядного рельефа. Кулисообразное расположение гряд здесь подчеркнуто очень ярко. По своей предельной отчетливости общая морфология гряд Пресновской равнины весьма близка к подобным формам рельефа центральной части Барабинской степи. В ее пределах абсолютные отметки колеблются от 140 до 160 м. Из всех морфометрических показателей следует отметить лишь удивительно однородную вертикальную расчлененность рельефа. Максимальная расчлененность не менее 20 м, а минимальная — не выше 10 м. Горизонтальное расчленение и уклоны очень незначительны, за исключением тех ложбин стока, к территории которых приурочены современные притоки Тобола и Вагая.

Колосовская равнина охватывает почти весь бассейн р. Оши и левобережную часть Саргатского Прииртышья. В целом это типичная озерно-грядная область. В ее пределах абсолютные отметки постепенно снижаются от 120 м на юго-западе до 100 м на северо-востоке. Морфологические показатели Колосовской равнины так же, как и ее грядные формы рельефа, совершенно однотипны с выше приведенной характеристикой Пресновской равнины и Барабы. Самое существенное отличие рельефа Колосовской равнины по сравнению с другими грядными равнинами Западной Сибири в том, что в ее северо-восточной части наблюдается более широкое развитие одиночных и разрозненных гряд. Районы их развития существенно отличаются от типичных форм грядного ландшафта.

Эбаргульская аллювиальная равнина сформировалась на последнем этапе развития палеорек Западно-Сибирской равнины, после которого зародилась и развивалась современная гидрографическая сеть. Эбаргульская равнина вместе с террасовыми равнинами современных долин составляет основу геологического и геоморфологического строения центральной зоны бассейна среднего течения Оби и бассейна нижнего течения Иртыша. Лишь только в пределах Обь-Иртышского водораздела (бассейн Васюгана) сохранилась относительно значительная область пластовых равнин, основу геологического строения которой составляют континен-

тальные третичные отложения. Основными элементами Эбаргульской равнины являются междуречные пространства и террасированные долины современной гидрографической сети. Наряду с этими главнейшими морфологическими элементами имеются и промежуточные формы в виде склонов от междуречных пространств к речным долинам, которые вследствие своеобразных физико-географических условий среди общего рельефа местности выражены весьма отчетливо.

Современные речные долины и ложбины стока занимают весьма значительную территорию южной половины Западно-Сибирской равнины. Их речные террасы повсеместно (за исключением районов развития вторичных эрозионных и аккумулятивных процессов) имеют двухъярусное строение с отчетливо выраженным горизонтом русловых осадков в нижней части разреза. Подобны они и в геоморфологическом строении. Наиболее широко развиты и изучены две надпойменные террасы и пойма. Высота II террасы в среднем варьирует в пределах 18—22 м. Ее цоколи довольно часто выступают над меженным уровнем на высоте 1—1,5 м. Цоколь более низкой 10-, 12-метровой террасы залегает ниже уреза воды современных рек. Аналогичная картина в положении цоколя наблюдается и в строении поймы. Более высокие надпойменные террасы в рельефе выражены очень слабо и еще недостаточно изучены.

В связи с мелиорацией пойменных земель необходимо сказать о том, что пойменная терраса всюду представлена в форме двух модификаций. Они существенно отличны друг от друга. Древняя 5-, 6-метровая пойма сложена в основном глинистыми и суглинистыми образованиями с характерными горизонтами погребенных почв и линзовидными прослоями торфяников. В строении 3-, 4-метровой молодой поймы явно преобладают супеси и пески.

Предгорные равнины

Присалаирская равнина расположена в правобережной зоне бассейна верхней Оби. Абсолютные высоты водоразделов здесь колеблются от 300 до 400 м. Нарастание общей энергии волнисто-увалистого рельефа идет от Оби к Салаирскому кряжу. В этом направлении заметно возрастают уклоны земной поверхности, частота и глубина расчленения современного рельефа. Повсеместно глубина вреза речных долин достигает 50—100 м, а в районах, прилегающих к Салаирскому кряжу, она увеличивается до 100—140 м. Густота расчленения здесь максимальна по сравнению со всеми другими геоморфологическими районами южных равнин Западной Сибири. На большей части Присалаирской равнины она изменяется от 0,8 до 1,2 км/км². Средние уклоны земной поверхности варьируют от 1 до 3° и лишь в восточных районах достигают 5—9°. К числу главнейших геоморфологических особенностей рельефа Присалаирской равнины следует отнести сложную систему развития овражно-балочной сети. Характер ее строения во многом определяет пути освоения сельскохозяйственных угодий многих районов правобережной зоны верхней Оби.

Приобское плато. Предгорные районы Приобья Кулундинской степи и Барабы много лет описываются под названием Приобское плато. К его территории относят систему увальных возвышенностей, расчлененных ложбинами стока шириной 10—14 км и глубиной 50—100 м. Ложбины располагаются почти параллельно друг другу и вытянуты с северо-востока на юго-запад. В том же направлении постепенно снижаются и абсолютные отметки плато с 220 до 180 м.

В пределах наиболее возвышенных участков Приобского плато широко распространены слабоволнистые останцевые формы рельефа, окруженные террасированными склонами ложбин древнего стока. Останцы почти повсеместно расчленены сетью глубоких оврагов и балок. На границе Приобского плато с районами Кулунды и Барабы почти всегда фиксиру-

ется уступ. Наиболее четко он выражен в южных районах, хуже — в северных. На поверхности плато имеются понижения суффозионного происхождения.

В зоне развития предгорных равнин Западной Сибири морфологическая характеристика рельефа имеет повышенные цифровые значения. Глубина расчленения рельефа на границе перехода Приобского плато в районы Кулунды и Барабы колеблется от 20 до 50 м, а на остальной территории достигает 100 м. На большей части Приобского плато густота расчленения рельефа варьирует от 0,4 до 0,6 км/км². Средние углы наклона возрастают вблизи ложбин древнего стока и долины Оби и обычно колеблются от 0,5 до 5°. В пределах водораздельных увалов они ниже 1°.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ МЕЛНОРАТИВНОГО ОСВОЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

При описании природных условий и рельефа пластовых, аллювиальных и предгорных равнин Западной Сибири мы обращали особое внимание на рассмотрение многих вопросов их рациональной мелнорации. В настоящей главе освещаются научные предпосылки к решению важнейших проблем, практическая реализация которых будет содействовать успешно-му выполнению продовольственной программы.

Обводнение южных равнин Западной Сибири

Первые фрагменты древней гидрографической сети в виде ложбин стока на территории Западно-Сибирской равнины описаны очень давно. Об их широком развитии в районах Приобского плато свидетельствует ярко выраженная система ленточных боров. Главнейшие морфологические очертания ложбин стока нам хорошо известны в пределах Иртыш-Ишимского междуречья благодаря присутствию древней долины Камышловки. Не менее выразительные ложбины стока в последние годы установлены также и в районах Ишим-Тобольского водораздела. Здесь по системе реликтовых озер, а в ряде случаев и по морфологическим данным самих долин можно проследить ныне сильно укороченные притоки Тобола и Иртыша (Вагай, Суерь, Емец, Кизяк и др.). Приведенные данные не оставляли сомнений в том, что формирование ложбин древнего стока произошло на весьма значительной территории южных равнин Западной Сибири, но многие годы у нас не было никаких данных об их плановом расположении.

Для решения поставленной задачи мы обратились к анализу материалов космической информации. Полученные данные не только убедительно подтвердили широкое развитие древних ложбин стока на всей территории южных равнин Западной Сибири, но и наглядно показали, что характер их пространственного расположения в определенной степени зависит как от истории естественно-исторического развития региона, так и от господствующей ориентировки основных уклонов его земной поверхности. В общей форме их система подчинена также и конфигурации древних структур южного обрамления Западно-Сибирской равнины, за исключением Тургайского пролива. По новейшим картографическим материалам, ложбины древнего стока никогда не сбрасывали свои воды в Среднюю Азию, а, подчиняясь орографическому плану Северного Казахстана, веерообразно раскрывались в северном направлении в области максимального прогиба Ханты-Мансийской впадины, приуроченной к пониженной территории бассейна нижнего Иртыша и частично к западным районам Сургутского Приобья (см. рис. 5).

Приведенная схема впервые отражает оригинальную реставрацию планового расположения древних ложбин стока и раскрывают также большие возможности в организации плановых работ по дальнейшему изучению истории их развития и практического использования в мелиорации.

Современный рельеф южных равнин Западной Сибири обусловлен эрозионно-аккумулятивной деятельностью весьма мощных палеорек и современных речных артерий в процессе их длительного унаследованного развития. В позднечетвертичное время (продолжительность 130 тыс. лет), а в ряде случаев и в более раннее время долины Енисея, Оби, Иртыша, Ишима и Тобола были неоднократно связаны между собой ложбинами временного стока. Весьма развитая сеть древних ложбин и долин стока отчетливо прослеживается в пределах всех южных областей Тобол-Ишимского, Ишим-Иртышского, Обь-Иртышского и Обь-Енисейского водоразделов. Более мощные из них наблюдаются в районах енисейской части Западно-Сибирской равнины. По мере продвижения с востока на запад общее количество древних ложбин и долин стока постепенно парастает за счет появления менее значительных долипообразных понижений. На территории Обь-Иртышского междуречья и Ишимской степи одновременно с хорошо оформленными древними долинами длительного развития повсеместно встречаются также и ложбины стока периодической активности. В районах Барабы, Кулунды и Ишимской степи отмечаются значительные озеровидные расширения древних долин и ложбин стока. К их территории во многих случаях приурочены современные проточные и бессточные озера.

При реставрации древней гидрографической сети мы специально вышли за границу развития южных равнин Западной Сибири с целью характеристики ее планового расположения в пределах Обь-Енисейского междуречья, так как ее наличие здесь установлено очень давно. В свое время долины древних ложбин стока Кас-Кетского водораздела были использованы при сооружении первого в Сибири сухоходного канала для перевозки грузов из бассейна Оби в бассейн Енисея и обратно. Проведенная реставрация показала, что в бассейнах Каса и Кети развита не одна, а две очень мощные палеодолины, к которым приурочена сложная серия более мелких второстепенных ложбин. Часть их доходит не только до Оби, но и прослеживается в районы Кеть-Чулымского и Обь-Томского междуречий. Система древних долин стока бассейнов Кети и Каса своей грандиозностью и масштабностью флювиальных (речных) процессов свидетельствует о том, что резкое сужение долины Енисея в зоне докембрийских и палеозойских отложений Енисейского кряжа обусловили возникновение большого естественного водохранилища в эпохи обводнения с переливом водных масс Енисея не только в долину Оби, но и в степные районы южных равнин Западной Сибири. Подобная картина в эпохи неоднократного обводнения наблюдалась и в бассейне верхнего течения Оби вследствие двух пережимов ее долины в области развития палеозойских образований у Камня-на-Оби и у Новосибирска. К сожалению, реставрированные долины и ложбины древнего стока на территории южных равнин Западной Сибири еще недостаточно изучены, и мы не можем сейчас описать все этапы их исторического формирования. Нам сейчас совершенно ясно, что на протяжении последнего четвертичного периода в истории развития нашей планеты (1,5—2 млн лет) они неоднократно возникали и отмирали в разное время, но значительная часть древних ложбин, которые мы наблюдаем на территории южных равнин Западной Сибири, развивалась, формировалась и подновлялась в позднем плейстоцене и голоцене. Некоторые из них функционировали и в историческое время.

Наличие ложбин и долин древнего стока на территории Западной Сибири следует отнести к числу парадоксальных природных явлений.

В строении рельефа равнинных регионов нигде не отмечена тесная взаимосвязь крупнейших водных артерий с их своеобразной водораздельной системой бывлых речных долин. Эта феноменальная географическая аномалия — следствие не только структурных особенностей Западной Сибири, но и периодической смены климатических условий, которые всегда приводили к повышенной обводненности магистральных рек Западной Сибири.

Реконструкция главнейших этапов развития палеорек, современных долин и древних ложбин стока открывает большие возможности практической реализации важнейшей проблемы перераспределения водных ресурсов Западной Сибири с целью обводнения ее южных сельскохозяйственных районов. Реставрация палеоландшафтов последних этапов развития современной гидрографической сети и ее озеровидных расширений должна быть максимально использована в качестве естественных каналов для межобластной переброски. При этом ложа будущих каналов в значительной степени подготовлены самой природой, и весьма нежелательные изменения гидрологических, гидрогеологических и инженерных условий, возникающие обычно после сооружений каналов, будут сведены к минимуму. Древние и современные долины, ложбины стока и озеровидные расширения имеют весьма благоприятное географическое расположение для обводнения засушливых районов Западной Сибири. Их рациональное использование обеспечит значительную экономию государственных ассигнований не только на обводнение южных равнин Западной Сибири, но и на осушение заболоченных территорий, так как ложбины древнего стока могут быть использованы и в качестве рациональных осушительных систем.

Высказанные положения позволяют обосновать вполне конкретную научную концепцию, которая должна быть положена в основу решения проблемы обводнения Западно-Сибирской равнины. В ее основе лежит идея объединения палеорек, современных речных долин и ложбин стока в единую наиболее рациональную систему водных артерий. Поэтому все существующие проекты обводнения и осушения сельскохозяйственной зоны Западной Сибири должны быть тщательно проанализированы с позиций обоснованной научной концепции.

Таким образом, для разработки наиболее эффективной программы мелпоративного освоения сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины совершенно необходима подробная информация об истории формирования ее природных ландшафтов и современного рельефа. Любая мелпоративная система должна вписываться в естественный палеогеографический процесс. Только при этом условии можно обеспечить наиболее рациональное использование естественных ресурсов Западно-Сибирской равнины и иметь гарантии от нежелательных изменений ее природных условий.

Осушение Барабинской степи

В истории изучения Барабинской степи в мелпоративном отношении могут быть выделены три главнейших этапа. Первые наиболее важные и ответственные работы проходили под руководством И. И. Жилинского. Он по праву принадлежит к славной плеяде русских ученых, труды которых явились основой развития новых весьма прогрессивных направлений в области познания почвенного покрова и научного обоснования исходных положений мелпоративной практики. За предельно короткий срок без надлежащей топографической основы И. И. Жилинский провел оригинальные рекогносцировочные работы очень слабо изученной территории, выполнил необходимый цикл экспериментальных работ, составил проект широкой мелпорации и построил весьма значительную мелпоративную систему, которая в течение многих лет обеспе-

чивала высокую эффективность использования земельных ресурсов ранее заболоченных районов Барабинской степи.

С 1895 по 1904 г. экспедиция И. И. Жилинского проложила 3172 км осушительных каналов и ввела в сельскохозяйственный оборот до миллиона гектаров пашни, сенокосов и пастбищ, израсходовав на проведение мелиоративных работ 1 067 042 р. При проектировании гидротехнических сооружений он исходил из обоснованных научных положений о том, что существующая гидрографическая сеть Барабинской степи не в состоянии отвести избыток поверхностных вод, и его осушительные каналы, по сути дела, представляли собой искусственные водотоки, которые резко усилили дренажную способность современных речных артерий. К большому сожалению, за многие годы безнадзорного существования мелиоративная система И. И. Жилинского вышла из строя и вновь стали развиваться процессы площадного заболачивания.

Итоги работы И. И. Жилинского убедительно свидетельствуют о великом научном подвиге основоположника русской мелиорации и героическом труде русских крестьян, сумевших в невероятно трудных условиях без всякой механизации успешно завершить первые гидротехнические работы в Западной Сибири и показать непревзойденные темпы широкого освоения ее земельных ресурсов. Достаточно сказать, что после проведения указанных мелиоративных работ производство масла в Барабинской степи увеличилось в 7 раз. В порядке горькой, но справедливой критики следует сказать, что за все прошедшие с тех пор годы многие наши научные, проектные и строительные организации практически не только отстали в проектировании и возведении новых гидротехнических сооружений, но и не смогли своевременно поддержать мелиоративную систему И. И. Жилинского в рабочем состоянии. Научные и практические результаты мелиоративных работ первого этапа нашли отражение в фундаментальной монографии И. И. Жилинского [1907], выводы которой сохранили свое значение до наших дней.

Второй этап постановки специальных исследований по проблеме мелиорации Барабинской степи охватывает период 1944—1948 гг. Правительство поручило провести тематические работы по обоснованию мелиоративных мероприятий по дальнейшему улучшению земельных угодий за счет осушения болот и заболоченных земель. С этой целью была организована Барабинская экспедиция, к работе которой были привлечены институты Академии наук СССР и Министерства сельского хозяйства СССР. За короткий срок выполнен большой объем специальных исследований, в результате которых было дано обоснованное заключение о восстановлении мелиоративной системы И. И. Жилинского [Пападиади, 1953].

За время третьего периода (с 1971 по 1977 г.) новосибирские институты Запсибгипроводхоз и Запсибгипрозем составили технико-экономический доклад по мелиоративным мероприятиям и освоению земель с использованием местного стока в Новосибирской области и выполнили большие работы по районированию для проведения рациональных мероприятий по борьбе с водной и ветровой эрозией почв. В проведенной работе специалисты Запсибгипроводхоза подробно рассмотрели первоочередные проблемы мелиоративного освоения Новосибирской области с основным упором на районы Барабинской степи и Кулунды, а также на проблему обводнения оз. Чаны за счет Оби и организации вдоль трассы переброски оросительных систем на площади 200—250 тыс. га. Следует особо подчеркнуть, что Запсибгипроводхоз к числу важнейших мелиоративных мероприятий отнес восстановление сети осушительных каналов И. И. Жилинского, что в свое время усиленно предлагали и сотрудники Барабинской экспедиции.

В настоящее время основное внимание в Новосибирской области уделено проектированию и строительству частных объектов в границах

того или иного совхоза или колхоза и в значительно меньшей степени выполнению главнейшей работы по срочной реставрации мелиоративной системы И. И. Жилинского, о восстановлении которой были приняты соответствующие решения. Научные предпосылки и практические решения И. И. Жилинского не только сохранили свое значение до наших дней, но и приобрели новые положительные качества в свете последних данных об истории формирования природных условий Новосибирской области.

Процессы заболачивания Западно-Сибирской равнины на территории Новосибирской области достигли своего апогея. По сравнению со всеми соседними областями граница интенсивного развития болотных массивов в Барабинской степи уже продвинулась на юг на 100—150 км. Проведенные исследования показали, что 8 тыс. лет назад болота на территории Западно-Сибирской равнины занимали 11 тыс. км² (менее 0,4%), а в настоящее время их площадь составляет примерно 800 тыс. км² (более 26%). В наши дни мощность торфяников «трансгрессивного» пояса современных болот Обь-Иртышского междуречья ежегодно увеличивается на 0,5 см и вокруг него ежегодно заболачивается около 5000 га. Наиболее активно эти процессы протекают на территории северных районов Новосибирской области. По самым скромным подсчетам за последние 50 лет они вывели из сельскохозяйственного оборота 175 000 га. Приведенные цифры характеризуют прогрессирующее заболачивание значительной территории Новосибирской области и свидетельствуют об острой необходимости возведения на ее территории осушительных систем. По последним данным, в торфяниках Западно-Сибирской равнины накопились большие запасы болотных вод, которые оцениваются сейчас не менее чем в 1270 км³ [Тимашов, 1979].

Основная парадоксальность природных условий Новосибирской области состоит в том, что на ее территории рядом сосуществуют две резко различные естественно-исторические формации. С одной стороны, это беспредельно большие болотные массивы Обь-Иртышского междуречья, которые, по сути дела, представляют собой гигантский водоем, вмещающий в себя значительную часть годового стока Оби (200 км³), а с другой — Чаны-Абышкан-Сумы-Чебаклинскую систему высохших и высыхающих озер. 12 тыс. лет тому назад на месте болотных и озерных систем была единая природная формация лесостепных и степных равнин, расчлененных густой сетью речных долин и древних ложбин стока. Всяма развитая гидрографическая сеть обеспечивала хороший дренаж Обь-Иртышского междуречья, регулярное пополнение озерных котловин и их постоянную проточность со сбросом вод в р. Иртыш. Впоследствии в связи с изменением климатической обстановки в пределах Обь-Иртышского междуречья стали развиваться процессы площадного заболачивания. По мере их активизации проходило отмирание и преждевременное старение не только древних ложбин стока, но и современных речных артерий. Их основная площадь питания стала интенсивно зарастать и заторфовываться, поэтому сток многих рек постепенно сокращался и прекращался. По мере увеличения мощности торфяного покрова русла современных рек и древних ложбин стока оказались оторванными от минерального грунта и стали погружаться в болотные массивы. В процессе дальнейшего площадного развития торфяников и увеличения их мощности произошло нивелирование водоразделов. Дальнейшее объединение болотных массивов привело к формированию очень сложных болотных систем и их стремительному продвижению в южном направлении. В них, благодаря недостаточному оттоку вод в весеннее половодье, стали развиваться эрозионные процессы, которые привели в конечном счете к зарождению и развитию на поверхности торфяного покрова новой речной сети вторичного происхождения. При этом направление ее стока в ряде случаев приобрело иную ориентировку и привело к существенному из-

менению общего плана вторичной сети по сравнению с конфигурацией первичных водных артерий.

Из краткого анализа палеогеографической обстановки последнего этапа развития природных условий Новосибирской области можно сделать вывод о том, что в научном обосновании мелиоративных работ по осушению ее заболоченных районов должны лежать идея реставрации древних ложбин стока, омоложение современной речной сети и разумное использование вторичных речных систем всей заболоченной территории Обь-Иртышского междуречья. Регулировка поверхностного стока приведет к резкому увеличению дренирующей способности речных долин и древних ложбин стока Барабинской степи. Практический опыт прошлых лет наглядно показал, что даже простейшие мелиоративные работы по спрямлению излучин, уменьшению многоруканности и расчистка русел от древесины и карчей в условиях Западно-Сибирской равнины даже при минимальных уклонах приводит к увеличению водности таежных рек в 2—3 раза. В пределах Барабинской степи водные артерии Чановского бассейна и притоки верхнего бассейна Оми имеют по сравнению с таежными реками Нарымского края довольно значительные уклоны. Так, например, перепад р. Чулым на расстоянии 250 км (по прямой) достигает 50—55 м. При подобных уклонах после проведения мелиоративных работ мы вправе ожидать весьма значительное увеличение пропускной способности омоложенных речных систем.

Коренную реконструкцию речной сети Барабинской степи необходимо проводить не только в отношении тех рек, которые впадают в оз. Чаны, но и всего верхнего бассейна Омь. При проработке предлагаемой программы осушения Барабинской степи на всех этапах следует широко использовать материалы космической информации. Особенно эффективной она может оказаться при реставрации пространственного расположения древних ложбин стока. Изучение речной сети вторичного происхождения в пределах Обь-Иртышского междуречья следует проводить по данным аэрофотосъемки, при более детальном восстановлении истории развития современных речных артерий необходимо будет провести и специальные геолого-геоморфологические исследования.

Мелиоративная оценка рельефа Барабинской степи во многом подтверждает и расширяет научные предпосылки И. И. Жилинского, которые он заложил в обоснование первого проекта осушения сельскохозяйственных районов Новосибирской области. Новейшие палеогеографические материалы позволяют рекомендовать оригинальный подход к решению рассмотренной проблемы и высказать твердую уверенность в том, что восстановление и усовершенствование мелиоративной системы И. И. Жилинского во многом обеспечит скорейшее выполнение продовольственной программы.

Выделение зоны склонового земледелия

По вопросам размещения и специализации земледелия и животноводства в районах южных равнин Западной Сибири опубликовано довольно много работ. При проведении районирования все авторы базировались только на оценке климатических условий и не принимали во внимание другие природные показатели, которые не в меньшей степени определяют пути рационального освоения земельных ресурсов. Вся 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 разнообразием. Только этим можно объяснить то положение, что сильно пониженные предельно равнинные районы Ишимской степи и резко расчлененные и значительно приподнятые районы пред-

горных равнин и Приобского плато отнесены к единой зоне, для которой, как это ни странно, существуют одни нормы на все виды сельскохозяйственных работ и на расход горючих материалов.

Мы считаем необходимым высказать свои соображения о разделении степной зоны Западной Сибири на две самостоятельные области, исходя из различия в строении их рельефа. К первой области следует отнести весьма равнинные районы Ишимской степи, Барабы и Кулунды, а 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 наиболее эффективные приемы борьбы с водной эрозией почв. Разрушительная деятельность воды, как известно, 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 предопределили благоприятные предпосылки для активного развития процессов смыва и размыва почв.

Вся территория предгорных равнин Алтае-Саянской складчатой области характеризуется весьма повышенной расчлененностью рельефа. По всем основным морфометрическим показателям она резко отлична от равнинных районов Кулунды, Барабы и Ишимской степи. Одновременно с этим территория предгорных равнин имеет очень значительные уклоны земной поверхности в пределах главнейших сельскохозяйственных угодий. Так, густота расчленения рельефа в районах предгорных равнин 1,5—2,5 км/км², в районах Ишимской степи, Барабы и Кулунды 0,2—0,4 км/км², а уклоны земной поверхности соответственно 3—9° и 0,5—1°.

В вегетационный период в районах предгорных равнин наблюдаются значительные дожди. Их интенсивность достигает 2,6 мм/мин, в отдельные годы — до 95 мм за одни сутки. Вместе с этим большие запасы воды в снеге (до 144 мм), глубокое промерзание почв и их оттаивание после схода снежного покрова также обуславливают значительное увлажнение поверхностного слоя. Природные явления усиленно развиваются еще и потому, что почвы предгорных равнин и Приобского плато расположены главным образом на лессовидных суглинках, которые обладают весьма низкой инфильтрацией талых и ливневых вод.

Приведенная характеристика природных условий предгорных равнин свидетельствует о том, что их территория остро нуждается в весьма срочном проведении большого комплекса мероприятий по борьбе с водной эрозией почв. Приходится сожалеть, что при составлении карт сельскохозяйственного районирования не были учтены в необходимой мере особенности строения рельефа предгорных равнин и до настоящего времени значительная часть их районов необоснованно приравнена к предельно равнинной части степной зоны Западной Сибири. Между тем вышеприведенные материалы убедительно свидетельствуют о том, что глубина и густота расчленения рельефа и уклоны земной поверхности юго-восточной части Западно-Сибирской равнины не могут идти ни в какое сравнение с одностипными морфометрическими показателями Ишимской степи, Барабы и Кулунды. По этим данным, значительная часть предгорных равнин 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, влаги и экономических соображений, принять во внимание все особенности в строении их рельефа.

Для строго научного обоснования всех мероприятий по борьбе с водной эрозией почв предгорных равнин следует срочно составить почвенно-эрозионные карты и при этом учесть все новейшие геоморфологические данные и последние морфометрические материалы о рельефе. Основа почвенно-эрозионного районирования южных равнин Западной Сибири должна базироваться на хорошей геоморфологической карте и на трех исходных морфометрических данных (глубина и густота расчленения рельефа и карта уклонов земной поверхности). Опыт почвенно-эрозионного районирования ряда областей нашей страны и результаты соответствующих исследований ученых наглядно показали, что указанные морфометрические и геоморфологические материалы дают обоснованные не только качественные, но и количественные показатели для выявления главнейших закономерностей развития и предупреждения всех явлений эрозии почв.

На втором этапе планируемых исследований необходимо создать в пределах ключевых участков предгорных равнин опытно-показательные совхозы и колхозы, чтобы на положительных результатах их сельскохозяйственной практики усовершенствовать и внедрить наиболее рациональные агротехнические, агромелиоративные и организационно-хозяйственные меры защиты от водной эрозии 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 южной экспозиции указанный процесс обычно проходит в весьма короткий срок. При таких условиях трудно переоценить значение мелиоративных мероприятий в борьбе со стоком талых вод. Проведенные опыты показали, что даже строительство относительно простых гидротехнических сооружений в системе овражных водосбросов с осуществлением самых несложных агротехнических приемов обработки почв (распапка поперек склона, прикатка кольчатыми катками и др.) приводит к 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 500—700 ц силосной массы. Таким образом, природные условия предгорных равнин и морфологические особенности их рельефа дают возможность высказать и обосновать новую для Сибири систему ведения сельскохозяйственного производства путем одновременной организации весьма рентабельного зернового хозяйства в одних руках. При условии скорейшей реализации выдвинутых положений предгорные равнины Западной Сибири в самое ближайшее время могут стать надежным поставщиком зерна.

Освоение нечерноземной зоны Западной Сибири

На территории нечерноземной зоны европейской части нашей страны осуществляются мелиоративные работы большого масштаба. В значительно меньшей степени они проводятся в однотипных природно-хозяйственных районах Западной Сибири. При общегосударственном

планировании первоочередных объектов мелиорации были учтены не только экономические соображения, но и факты недостаточной изученности природных условий нечерноземной зоны Зауралья. В настоящее время по ее территории нет ни одной обобщающей работы, научные выводы которой могли бы быть положены в основу рационального проведения необходимых инженерных изысканий. При этом естественно-исторические условия развития нечерноземных зон Восточной Европы и Западной Сибири резко различны, так как первая формировалась в полосе покровных четвертичных оледенений, а вторая — в удаленной внеледниковой области, и поэтому опыт мелиоративного строительства Белоруссии и центральной части Русской равнины не может быть механически использован при освоении пахотных угодий нечерноземной зоны Западной Сибири. Если к этому добавить еще и то, что в познании ее природных условий существуют весьма принципиальные разногласия, то тогда можно сделать обоснованное заключение о том, что проблема мелиоративного освоения нечерноземной зоны Западной Сибири должна сейчас привлечь к себе особое внимание.

Нечерноземная зона Западной Сибири и европейской части Советского Союза занимает в умеренных широтах весьма большую территорию и на севере заходит за Полярный круг. Однако основным объектом мелиоративных работ является относительно неширокая полоса развития осиново-березовых и смешанных лесов, лежащая к югу от обширной зоны развития темнохвойной тайги. Поверхность полосы смешанных лесов в европейской части страны характеризуется ярко выраженным холмистым рельефом, который осложнен наличием заболоченных низин самых различных размеров и очертаний. Особенности рельефа этой территории определяют большую пестроту почвенного покрова, в составе которого обычно преобладают дерново-подзолистые почвы. В четвертичных отложениях моренных равнин нечерноземной зоны Восточной Европы содержится большое количество валунов самых различных размеров.

Геолого-геоморфологические условия зоны осиново-болотных лесов Западной Сибири существенно отличаются от приведенной характеристики географических ландшафтов европейской части страны. От восточного склона Урала нечерноземная зона непрерывно прослеживается до Енисея на расстоянии 2000 км. Ее средняя ширина достигает 150 км, а в районах Тюменской области возрастает до 200—250 км. По своим природным условиям, определяющим научные предпосылки мелиоративного освоения, нечерноземная зона Западной Сибири должна быть разделена на две самобытные области. На западе до центральной зоны Обь-Иртышского водораздела она приурочена к своеобразной территории развития аллювиальных равнин палеорек и современных речных долин. От Приобья Барабинской степи до Енисея нечерноземная зона простирается в пределах предгорных равнин Алтае-Саянской складчатой области, в строении которых принимают участие третичные и мезозойские континентальные образования, перекрытые сверху покровом четвертичных образований. Их рельеф по сравнению с устройством земной поверхности западных районов нечерноземной полосы имеет высокие показатели горизонтального и вертикального расчленения и весьма повышенные значения уклонов пахотных угодий. В связи с этим восточная часть описываемой территории относительно слабо заболочена по сравнению с западными районами северной части Ишимской степи. В числе первоочередных работ здесь надо проводить комплексные мелиорации по борьбе с водной эрозией почв.

По благоприятным природным условиям, по опыту мелиоративного освоения и по высокому экономическому значению большая область развития аллювиальных равнин западной части нечерноземной зоны Западной Сибири должна стать основным объектом широкого сельскохозяйственного использования. Террасированный рельеф, ограниченное

распространение глин ландшафтов, отсутствие озерных систем локальной аккумуляции и широкое развитие лугово-черноземных и серых лесных почв создают особые условия для успешного развития мелиоративных работ. К этому необходимо добавить то обстоятельство, что к территории наиболее перспективной западной части нечерноземной зоны Западной Сибири приурочены промышленные месторождения почти всех видов местных органоминеральных удобрений. Трудно переоценить их значение в повышении урожайности всех сельскохозяйственных культур. Наши рекомендации по первичному освоению охватывают обширную область левобережной части Тарско-Тобольского Прииртышья и Нижнего Приобьезья. Общая площадь этой области достигает 150 000 км².

В связи с ускоренным развитием нефтедобывающей промышленности в Западной Сибири многие районы ее нечерноземной зоны вовлекаются сейчас в сферу активного народнохозяйственного развития. Западная Сибирь в самые ближайшие годы будет оставаться 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 сибирских ученых должны быть направлены на обобщение всех исходных материалов 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, путем детального сравнения полученных данных с главнейшими итогами изучения природной обстановки нечерноземной зоны европейской части СССР нужно убедительно доказать значительный экономический эффект комплексных мелиораций на территории Среднего Прииртышья.

Местные удобрения

К местным видам агрономических руд Западной Сибири следует отнести сапропель, гипс, пресноводный мел, озерно-болотный мергель, торфовиваниты и торф. В соответствии с многочисленными решениями о широком использовании местных удобрений в 30-е годы неоднократно начинались поисковые работы, но из-за отсутствия положительных результатов быстро прекращались, так как разведчики недр не имели необходимых исходных данных для проведения целенаправленных работ.

В настоящее время мы можем сделать обоснованный вывод о том, что все месторождения наиболее ценных местных органоминеральных удобрений закономерно приурочены к современным долинам и к ложбинам древнего стока, а также к их озеровидным расширениям. Более того, сейчас можно сказать также и о том, что Западно-Сибирская равнина по многим показателям перспективной оценки ее недр на возможности нахождения промышленных запасов местных агрономических руд, несомненно, занимает одно из первых мест в нашей стране. В одних случаях, их формирование было предопределено развитием благоприятных палеогеографических условий, а в других — наличием необходимой структурной обстановки, литологическим составом третичных и четвертичных отложений и гидрогеологическими особенностями того или иного района.

На юге равнины к системе ныне деградировавших древних ложбин стока закономерно приурочены месторождения гипса и мергеля. Наиболее крупные из них обычно расположены в зонах озеровидных расширений. На последних этапах отмирания древних ложбин стока они представляли собой бессточные области активной аккумуляции хемогенных осадков то в форме пластовых образований гипса, то в виде значительных залежей озерного мергеля. В отдельных случаях их формирование шло одновременно в различных районах единого бессточного бассейна.

Результаты дальнейших поисковых и разведочных работ на гипс будут иметь большое значение в решении задачи быстрого освоения больших массивов засоленных почв, занимающих на территории Западно-Сибирской равнины огромное пространство. Эффективным приемом в мелиорации солонцов давно признано гипсование. Под воздействием гипса почва приобретает необходимую структуру, что ведет к резкому улучшению ее водно-воздушного режима. После внесения гипса солонцы не заплывают, на них не образуется губительная корка, а атмосферные осадки легко впитываются в почву. Гипсование дает прибавку урожая до 5—7 ц/га. За счет улучшения и использования засоленных почв Западная Сибирь может получить дополнительные миллионы пудов товарного зерна.

На юге равнины засоленные почвы никогда не подвергались химической мелиорации, за исключением постановки опытных работ. Между тем в районах Кулундинской степи имеются запасы природного гипса, но их использование в необходимых масштабах еще не организовано. Мощность пластовых мергелей гипса здесь колеблется от 1,5 до 4 м. Кулундинский гипс имеет высокое содержание сульфата кальция и предельно ничтожную примесь вредных солей. Вследствие наличия тонкой кристаллической структуры его не нужно размалывать. Гипс почти не слеживается и после просушки на воздухе может быть широко использован при химической мелиорации солонцов. Почти при полном отсутствии вскрыши его добыча может свободно проводиться наиболее дешевым экскаваторным способом. В итоге проведения опытных работ были даны весьма лестные рекомендации о широком использовании кулундинского гипса в сельском хозяйстве.

Торфовиваниты являются единственным видом местных фосфорнокислых удобрений для весьма обширной территории Западно-Сибирской равнины. На основании многолетних исследований мы впервые выделили в Западной Сибири обширную область болотных фосфатов повышенной концентрации и изучили ее геолого-геоморфологическое строение и гидрогеологические условия. В результате проведенных исследований в центральной части равнины удалось выделить значительный торфовиванитовый бассейн и обосновать главнейшие закономерности его формирования. В территориальном отношении он приурочен к районам Тарско-Тобольского Прииртышья, и его осевая зона вытянута параллельно широтному отрезку долины Иртыша. На западе Прииртышский бассейн заходит в область левобережной части Нижнего Приобьезья, а на востоке ограничен территориями Кыштовского района Новосибирской области, его площадь достигает 13 000 км².

Участок Тарско-Тобольского Прииртышья, к которому приурочен торфовиванитовый бассейн, в геолого-геоморфологическом отношении представляет собой сложно построенное звено древней долины пра-Иртыша и унаследовано приуроченной к ней террасовой равнины его современной долины. Аллювиальные формации древней прареки и современного Иртыша всюду подстилаются отложениями среднего и верхнего олигоцена, содержащими в себе рассеянные концентрации фосфора в виде фосфоритовых конкреций и многочисленных растительных остатков в форме линзовидных прослоев буроугольного лигнита.

Кроме указанных особенностей в геолого-геоморфологическом строении Прииртышского торфовиванитового бассейна в формировании его промышленных залежей решающую роль сыграли процессы направленного движения фосфатных потоков. Дело в том, что его основные районы расположены в ярко выраженном морфоструктурном понижении, к территории которого закономерно приурочены древняя и современная долины Иртыша. С севера и юга Прииртышский бассейн ограничен двумя ведущими положительными структурами Западно-Сибирской равнины. В пределах Тобол-Иртышского междуречья расположен обширный Севе-

ро-Казахстанский выступ, а к области Обь-Иртышского водораздела приурочен значительный Демьянский свод. На территории этих структур третичные отложения значительно приподняты, и весь поток подземных вод идет в сторону центральной части Прииртышского торфовиванитового бассейна. Почти аналогичная картина наблюдается также и в его западной и восточной частях, так как там и тут бассейн ограничен структурами Туринского выступа и Кургатского поднятия.

Как показали наши наблюдения, наибольший практический интерес для поисков торфовиванитов в районах Прииртышского бассейна представляют прибортовые понижения и наиболее размытые поверхности I надпойменной террасы, на территории которых в позднечетвертичное время, а главным образом на протяжении голоцена формировались низовые торфяники, обогащенные впаивающим. Они являлись коллекторами грунтовых и подземных вод, циркулирующих в водопроницаемых слоях третичного возраста, содержащих минеральные соединения в форме фосфоритовых конкреций. Нисходящие фосфатные потоки вместе с растворенными в них известью и железом высачивались у края и дна болот, а большей частью — в их центральной зоне вблизи русла извилистых болотных водотоков. При этом в первую очередь осаждался болотный мергель, затем виванит. Поэтому в основании торфяников I надпойменной террасы Среднего Прииртышья очень часто присутствует мергелистый горизонт. При его отсутствии нижняя часть торфяного слоя в той или иной степени обогащена разнообразными включениями известково-глинистого материала. Выше идет виванит. Обычно он концентрируется в торфе в виде пластообразных залежей торфовиванитов или в форме густой равномерной осыпи. Реже виванит образует небольшие гнезда и неравномерные включения.

По данным химических анализов, торфовиваниты Прииртышского бассейна содержат значительное количество фосфорной кислоты и в качественном отношении несколько не уступают широко известным месторождениям Белорусской республики, торфовиваниты которых уже давно используются в сельском хозяйстве. Материалы разведки известных месторождений Западно-Сибирской равнины (Янгипское, Халянинское, Заморозское и др.) говорят о том, что содержание P_2O_5 в них колеблется от 3 до 18%. Наряду с хорошим качеством торфовиванитов в Прииртышском бассейне имеются и весьма значительные их запасы, о чем свидетельствуют общие размеры бассейна и данные о мощности торфяников. Наиболее перспективны значительно сниженные участки I надпойменной террасы, где их мощность варьирует от 1,5 до 9 м. Прииртышский бассейн имеет благоприятное географическое расположение, так как вся его южная зона непосредственно примыкает к черноземной полосе Западно-Сибирской равнины.

Все приведенные данные свидетельствуют о том, что при условии скорейшего проведения поисковых работ сельское хозяйство равнинных районов Западной Сибири в короткий срок будет иметь свою базу фосфорно-кислых удобрений. К числу основных предпосылок к постановке поисковых работ на местные агроруды Западной Сибири мы должны отнести главнейшие закономерности весьма длительного и унаследованного развития ее гидрографической сети и особенности сложного формирования разновозрастных элементов речных долин, на территории которых в период последующего развития более молодых террас всегда происходит разномасштабный размыв ранее созданных аккумулятивных форм рельефа.

Указанные закономерности в геоморфологическом строении речных долин Западно-Сибирской равнины привели не только к развитию anomalно широкой поймы, но и к формированию наиболее ценных комбинированных удобрений, в продуктивной толще которых за голоценовое время последовательно аккумуляровались следующие горизонты (снизу

вверх): 1) глинистый мергель; 2) сапропель; 3) торф. Их общая мощность в естественных разрезах колеблется от 3 до 6 м. Они могут добываться открытым способом при помощи экскаваторной техники с одновременным их использованием для удобрений полей.

Комбинированные природные удобрения формировались в районах более глубокого и широкого размыва поверхностей первых надпойменных террас Оби и Иртыша, а также их притоков в пределах развития лесостепной и нечерноземной зоны Западно-Сибирской равнины в период аккумуляции аллювиальных осадков поймы. Указанные условия их залегания вполне определяют и необходимые поисковые критерии для постановки поисковых и разведочных работ на более ценные комбинированные удобрения.

В ряде районов нечерноземной зоны Западно-Сибирской равнины широко развиты подзолистые почвы (Томская область). В 30-х годах нашего столетия они были распаханы в больших масштабах и давали в течение ряда лет хорошие урожаи. За время эксплуатации в них не вносили известковых удобрений, вследствие чего они потеряли свою первоначальную структуру и были заброшены. Между тем почти вся южная часть нечерноземной зоны равнины находится в пределах наиболее оптимального соотношения тепла и влаги и на ее территории даже в самые засушливые годы всегда получали хорошие урожаи. Необходимость известкования подзолистых почв уже много лет широко пропагандируется, но, к сожалению, не используется в сельскохозяйственной практике.

Выше мы отмечали, что на территории Западно-Сибирской равнины месторождения озерно-болотного мергеля и пресноводного мела приурочены к озеровидным расширениям древних ложбин стока ее южной части и к участкам наиболее глубокого размыва поверхности I надпойменной террасы, в которых в голоценовое время происходило формирование весьма ценных органоминеральных удобрений. Наибольшую ценность для сельского хозяйства, несомненно, будут иметь промышленные месторождения второго типа, непосредственно расположенные в зоне развития подзолистых почв.

Озерно-болотный мергель и пресноводный мел относятся к группе известковистых удобрений. Их химический состав отличается высоким содержанием карбоната кальция (от 40 до 90%). В меньшем количестве он содержится в мергелях. Озерный мел более однороден и во многих случаях по содержанию кальция почти тождествен тем известнякам, которые широко применяются при известковании подзолистых почв. В отличие от известняков пресноводный мел и болотно-озерный мергель без всякого предварительного помола можно вносить в почву. На каждый гектар пашни вносят до 6—7 т мергеля или 3—4 т пресноводного мела. Указанная дозировка дается нами на основании среднего содержания карбоната кальция в этих породах и на основании опытных данных по применению их в качестве минерального удобрения в условиях нечерноземной полосы Омской и Томской областей. В результате известкования подзолистых почв Тарского района местными мергелями урожай многих сельскохозяйственных культур вырос на 75%. Прибавка урожая произошла не только из-за резкого улучшения структуры почвенного слоя, но и из-за наличия в мергелях необходимого набора редких элементов.

Месторождения озерно-болотного мергеля и пресноводного мела на территории нечерноземной зоны надо искать в пониженных и прибортовых участках I надпойменной террасы. Различие в химическом составе пород в основном определяется литологическим обликом тех образований, в которые врезаны молодые аллювиальные осадки. В районах площадного развития более карбонатных отложений формируются залежи пресноводного мела, и наоборот. Эта зависимость равноценна той закономерности, которую мы отмечали при анализе условий формирования торфовивани-

товых месторождений Прииртышского бассейна. Вследствие этого наиболее значительные и высококачественные залежи мергеля и пресноводного мела надо искать в областях развития наиболее карбонатных пород. В районах припалеозойского обрамления равнины к ним могут быть отнесены палеозойские известняки, а в лесостепных районах и в зоне осиново-березовых лесов — отложения третичного возраста и четвертичные лессовидные образования.

Озерно-болотный мергель содержит в своем составе не только кальция, но и многие другие элементы (фосфор, марганец, магний, медь, цинк и др.), которые необходимы для нормального питания растений и животных. Поэтому в настоящее время он широко стал применяться в качестве ценной минеральной подкормки. В некоторых колхозах и совхозах Омской области мергель уже давно прочно вошел в рацион сельскохозяйственных животных и птиц. При этом были получены привесы на 20% больше, чем в контрольных группах. Многолетний опыт наглядно показал, что мергель является более эффективным и дешевым минеральным кормом, чем многие другие виды природных минеральных добавок.

В 1963 г. работники Тарской птицефермы впервые вырастили зелень гидропонным способом на мергельно-водных растворах. В итоге проведенных испытаний было установлено, что мергель дает результаты не хуже, чем рекомендованные химические компоненты, а выращенная на них зеленая масса в 4 раза дешевле.

Тысячи озер и болот древних и современных долин Западно-Сибирской равнины содержат неисчерпаемые запасы сапропеля. Опыт последних лет показал весьма высокую эффективность их широкого использования в качестве удобрений. Зерновые культуры в Западной Сибири на удобренных сапропелем полях дают урожай по 36 ц, в то время как на соседних неудобренных участках лишь по 12 ц, а на удобренных одним навозом — по 22 ц/га. Значительный прирост урожая был получен также и при внесении сапропеля под овощи и картофель. По сравнению с контрольными участками они давали прибавку на 150—250%.

Наряду с применением сапропеля в качестве удобрений, некоторые колхозы и совхозы используют его в животноводстве. Он содержит питательные вещества, витамины, микроэлементы и способствует повышению продуктивности крупного рогатого скота, свиней и птицы. Опыт показал, что при условии ежедневного внесения в рацион 2—3 кг сапропеля средний удой коровы увеличился за зиму на 3 ц. Жирность молока при этом возросла на 0,2—0,3%. Свины при систематической добавке в корм сапропеля увеличили привесы на 10—15%, а яйценосность кур возросла на 24—25%. Практика подтвердила также и высокую лечебную эффективность сапропеля. Данные химических анализов свидетельствуют о том, что в состав сапропеля входят, по существу, все элементы, необходимые для питания растений: азот, фосфорные кислоты, калий. В его составе до 46% органического вещества. Особо богат сапропель известью и микроэлементами, которые не только повышают продуктивность растений и животных, но и предупреждают и излечивают многие заболевания. Кроме того, в нем имеются микроорганизмы, выделяющие антибиотики, которые губительно действуют на целый ряд вредных элементов.

Известно, что одним из источников витаминных кормов в зимний период является зеленая масса, выращиваемая гидропонным способом. Однако нередко этот способ не находит широкого применения из-за отсутствия необходимых компонентов для приготовления питательного раствора. Передовые колхозы и совхозы Западно-Сибирской равнины убедительно доказали, что сапропель с большим успехом может заменить питательный раствор. За неделю на нем выращивают урожай зеленой массы. При этом как зеленая масса, так и использованный для ее вы-

ращивания сапрпель с успехом используются для кормления крупного рогатого скота, птицы и свиней. Добывать сапрпель можно в любое время года и самым различным способом — от обычного ковша и кончая новейшими приемами гидромеханизации.

О возможности широкого использования торфа в сельском хозяйстве писали очень много. Его запасы на территории Западной Сибири поистине безграничны, а способы использования многообразны. Хотелось бы обратить внимание читателя на последние достижения советской науки в области нового эффективного способа использования торфа. Мы имеем в виду результаты белорусских ученых в отношении получения из торфа активных стимуляторов роста. Опыты показали их универсальность при воздействии на различные культуры и высокую эффективность в повышении урожайности кукурузы, зерна, проса, кормового люпина и др.

С развитием научных исследований наши познания в области возможного использования различного минерального сырья в качестве местных агрономических руд, несомненно, будут значительно расширены. В качестве подтверждения высказанных положений можно указать на открытие казахстанскими учеными нового типа агроруд. Сущность открытия в том, что на огромных пространствах Средней Азии, Казахстана и южной части Западно-Сибирской равнины повсеместно распространены третичные отложения, в составе которых могут быть обнаружены отдельные глинистые горизонты, содержащие в себе не только многие вещества, необходимые для питания растений, но и элементы-активаторы, способствующие их усвоению. К числу первых относятся фосфор и калий, а к числу вторых — бор, кобальт, марганец, цинк, медь, йод и др. Во многих случаях новые агроруды непосредственно выходят на дневную поверхность и без всякого предварительного обогащения могут быть широко использованы в качестве природных минеральных удобрений.

Произведенные опыты показали, что при условии внесения на 1 га 150—300 кг удобрений нового типа наблюдается значительное повышение урожайности многих сельскохозяйственных культур. Прирост урожая по картофелю составил около 45%, люцерне — 45,2, сахарной свекле — 46,5, табаку — 35,5, помидорам — 63,4, капусте — 31,3%. Одновременно с повышением урожайности установлено более раннее созревание (на 10—15 дней) и существенное улучшение качественных показателей товарной продукции. Ускорение сроков созревания сельскохозяйственных растений для районов Западной Сибири имеет особое значение.

Можно предположить, что в пределах развития пластовых равнин Западной Сибири можно найти агроруды нового типа. Еще в 30-е годы отмечено повышенное содержание очень важных элементов для произрастания растений в третичных породах, развитых в бассейне нижнего течения Оми. К сожалению, эти ценные сведения не были учтены при постановке и проведении последующих геологических работ. В свете новых данных постановка поисковых работ с целью нахождения агроруд нового типа не может вызывать особых возражений. На первом этапе необходимо провести широкое опробование глинистых горизонтов, входящих в состав третичных отложений пластовых равнин, и при получении положительных результатов развернуть более обоснованные поисковые работы.

Комплексное освоение озерных систем

На территории Западно-Сибирской равнины расположено около 1,5 млн пресноводных озер самых различных размеров, начиная с небольших блюдцеобразных западин и кончая «степными морями» (оз. Чаны). Основная масса озер равнины имеет небольшую глубину,

и в летнее время они очень хорошо прогреваются. Поэтому многие озера Барабы, Кулунды и Ишимской степи по запасам биомассы (до 3800 кг на 1 га) занимают первое место в мире. Они таят в себе безграничные возможности в деле их комплексного освоения.

Пресноводные озера Западно-Сибирской равнины — это неисчерпаемый резерв для развития рыбного хозяйства и широкой эксплуатации сапропеля, это настоящая голубая целина для широкого развития водоплавающей птицы и организации пушного промысла, это наше будущее в направлении возделывания очень ценных водных культур. К таким культурам можно отнести, например, всем известный канадский рис, чилим и многие другие не менее ценные растения. Многие озера равнины являются естественными регуляторами всех вод поверхностного стока и могут служить отливной базой для проведения мелиоративных работ по осушению и обводнению многих районов южной части Западно-Сибирской равнины. Озера равнины следует заботливо оберегать и максимально разумно использовать как первоочередной объект комплексного освоения.

По подсчетам многих экономистов с гектара водной поверхности пресноводных озер Западно-Сибирской равнины при рациональном их освоении может быть получен значительный выход разнообразной товарной продукции, стоимость которой во много раз превысит доходы продукции любых других сельскохозяйственных угодий. Так, стоимость товарной продукции опытных озер (Карасукский район Новосибирской области) стационарной экспедиции Биологического института СО АН СССР до освоения (в 1965 г.) равнялась 605 р., в 1966 г. (начальный этап освоения) стоимость увеличилась до 932 р. (в 1.5 раза), в 1967 г. — до 5163 р. (в 8 раз), в 1968 г. — до 8875 р. (в 14 раз), в 1969 г. — до 27 572 р. (в 22,7, раза) [Фолитарек, 1976].

По размерам и по условиям своего происхождения пресноводные озера Западно-Сибирской равнины различны и поэтому выделить и обосновать первоочередные задачи их комплексного освоения можно только на базе глубокого научного анализа и передового опыта мировой практики. По своему генезису пресноводные озера могут быть подразделены на ряд подгрупп. Одни из них представляют из себя просадочные понижения, возникающие в результате уплотнения покровных отложений, а другие возникли благодаря активному проявлению эоловых процессов. Часть озерных котловин явилась следствием деградации многолетней мерзлоты и результатом эрозивной и аккумулятивной деятельности прарек, современной гидрографической сети и ложбин древнего стока. Как исключение, можно отметить и наличие озерных котловин, возникших под прямым воздействием тектонических движений.

Из всех типов озерных котловин в качестве первоочередных объектов комплексного освоения, несомненно, должны явиться те, которые возникли в процессе развития и формирования прарек, современных речных долин и древних ложбин стока. Этот вывод вполне обоснован целым рядом аргументированных положений. Эти озера имеют наибольшую хозяйственную ценность, так как в количественном и в качественном отношении они явно стоят на первом месте среди всех других типов озерных котловин Западно-Сибирской равнины. Не менее важным обстоятельством при решении этого ответственного вопроса является также и то положение, что они при примерно одинаковой соизмеримости имеют благоприятные данные в отношении планового расположения и закономерного понижения их уровня вдоль древних и современных долин. Все это создает наиболее оптимальные условия для осуществления стандартизованных мероприятий по наиболее полному освоению всех озер.

В соответствии с характером геоморфологического проявления древних и современных долин южной части Западно-Сибирской равнины

озерные котловины могут быть подразделены на два основных типа. К первому относятся довольно значительные озера всем известной древней Камышловской долины. Она непрерывно прослеживается на протяжении 500 км от приподнятых участков Кокчетавской возвышенности до Омска. На дне этой долины отчетливо наблюдается древнее русло в виде цепочки замкнутых озерных котловин. При достаточной глубине и ширине долинообразного понижения они имеют в сравнении с озерами второго типа более значительные размеры и выраженную форму общего очертания береговой линии. Обычно они вытянуты вдоль древней долины и участками соединены между собой временными протоками. При движении с запада на восток абсолютные отметки уровня озер постепенно снижаются.

В первые годы заселения Западно-Сибирской равнины в Камышловской долине довольно часто осуществлялся весенний сток, и озера периодически обновлялись, что способствовало значительному увеличению запасов их биомассы. В настоящее время в связи с уничтожением значительной части лесов и почти сплошной распашкой полей указанные явления полностью прекратились, что привело к частичной минерализации ранее пресных озер Камышловской долины.

Учитывая значительные размеры озер камышловского типа и возможности их периодического промыва путем использования зарегулированного стока Ишима, можно говорить о том, что в плане комплексного освоения должны быть учтены в первую очередь интересы рыбного хозяйства. Путем акклиматизации наиболее ценных и высокопродуктивных пород можно достичь больших показателей не только в области значительных уловов, но и в ассортименте готовой продукции. Для широкой организации рыбного хозяйства здесь следует создать укрупненные специализированные рыбопромысловые предприятия. Высказанные рекомендации стали частично осуществляться мелиоративными организациями Казахстана путем проведения гидротехнических работ с целью пополнения водных ресурсов Камышловского лога. Их инициативу должны поддержать и мелиоративные организации Омской области и сделать все возможное в отношении оздоровления Камышловской озерной системы.

Озера второго типа принадлежат к системе менее значительной, но с более развитой сетью древних ложбин стока. По общим геоморфологическим особенностям ее отдельные долины в какой-то степени напоминают нам характер строения Камышловской долины, но в то же время они имеют и свои специфические особенности. Кроме уменьшения масштабов, долины более развитой сети древних ложбин стока отличаются присутствием форм гривного рельефа и сближенным расположением параллельных долинообразных понижений. В различных районах равнины их пространственная ориентировка обычно совпадает с направлением общего погружения погребенного палеозойского фундамента и с общим наклоном поверхности. Так, например, в пределах Ишим-Тобольского междуречья они нарастают ныне незначительные притоки Вагая и Тобола. Это очень интересная морфологическая преемственность подчеркнута в рельефе выраженной цепочкой озерных котловин. В прошлом столетии в наиболее многоводные годы в системе долин второго типа, так же как и в Камышловском логу, наблюдалась частичная проточность, которая может быть восстановлена после проведения более значительных мелиоративных работ по обводнению южных районов Западно-Сибирской равнины.

По сравнению с озерной системой Камышловской долины, унаследовавшей долины третичных палеорек [Белецкая, 1979], озера второго типа менее значительны, но зато более равномерно распространены на территории степных и лесостепных районов южной части Западно-Сибирской равнины. Нередко сближенная сеть древних ложбин стока обра-

зует здесь своеобразный ландшафт озерных или озерно-гривных равнин. Поэтому освоение озер второго типа должно проходить не по линии создания крупных специализированных хозяйств, а путем организации разумного использования в сочетании с выполнением общих задач по подъему товарной продукции многоотраслевых колхозов и совхозов. На их базе можно развивать разведение водоплавающей птицы в сочетании с посевом и утилизацией водных культур. Широкая эксплуатация залежей сапропеля повысит урожайность полей и будет способствовать значительному оздоровлению гидрогеологических условий котловин и увеличению их рыбных запасов. В связи с тем, что на территории распространения озерных котловин второго типа широко развит гривный рельеф, они могут служить базой для разведения ондатры. Гривный рельеф — это ее исторически сложившийся биоценоз, и не случайно в классических районах его развития гривы распространены в большом количестве.

Пресноводные озера современных речных долин могут быть подразделены на две группы. К первой группе следует отнести все пойменные озера, а ко второй — озера надпойменных террас. Среди последних основное внимание должно быть сосредоточено на комплексном использовании более значительных притеррасовых озер, закономерно приуроченных к пониженной зоне сочленения I надпойменной террасы с более высокими геоморфологическими элементами современных долин.

Пойменные водоемы по сравнению со всеми другими типами озерных котловин весьма разнообразны в морфологическом отношении, однако в их составе все же можно выделить ведущую группу серповидных озер. По своему режиму пойменные водоемы совершенно не равноценны другим типам озерных котловин. Они почти ежегодно заливаются весенними паводками и вследствие этого малодоступны для проведения ряда биотехнических мероприятий по комплексному использованию их природных богатств. В большей степени в эксплуатации пойменных озер могут быть заинтересованы работники рыбной промышленности и специализированные хозяйства по разведению водоплавающей птицы.

В заключение мы должны сказать о том, что генетическая однородность всех промысловых озер и каскадное их расположение определяют научные предпосылки их рационального освоения на значительной территории Кулунды, Барабы и Ишимской степи. В связи с этим дальнейшее проектирование рыбохозяйственных предприятий должно проходить не в рамках эксплуатации отдельных водоемов, а по линии комплексного освоения тех или иных озерных систем, закономерно приуроченных к палеодолинам и ложбинам древнего стока, при обязательном условии периодического восстановления их былой проточности. Только в этом случае прудовое и озерное хозяйство Западной Сибири добьется стабильных уловов и оградит себя от пагубных последствий резкой смены климатической обстановки в отдельные годы.

Орошение Кулундинской степи

В результате многолетних тематических исследований было установлено, что для предотвращения вторичного засоления в районах Кулундинской степи в пределах широкого площадного развития 30-, 50-метровой толщи водоносных разнородных песков и частично супесей следует рекомендовать комбинированные способы орошения путем использования водных ресурсов Оби и подземных вод с понижением уровня последних. До окончания строительства Обь-Кулундинского канала наиболее целесообразно было бы остановиться в первую очередь на реализации проекта обводнения Кулундинской степи за счет подземных вод. К сожалению, при решении этого вопроса возникли существенные разногласия: одни говорили о том, что запасы подземных вод вышеуказанной толщи песков Кулундинской степи весьма обильны, а другие

приходили к обратному выводу. Наличие двойственных представлений, несомненно, сказалось на темпах развития орошаемого земледелия. До настоящего времени в центральной части Кулундинской степи подземные воды для полива сельскохозяйственных культур используются в очень скромных размерах. По сути дела, это весьма важное мероприятие не вышло еще из стадии опытных работ.

В связи с создавшейся обстановкой мы обратили особое внимание на изучение геологического строения Кулундинской степи с целью подтверждения или опровержения ранее сложившихся представлений о том, что верхняя водоносная толща песков относится только к молодым верхнечетвертичным осадкам. В результате проведенных исследований нами высказаны обоснованные суждения о том, что толща представляет собой сложно построенную серию русловых песчаных отложений нескольких поколений палеорек и более молодых ложбин стока, в разное время спускавшихся с Алтайских гор и с предгорных возвышенностей Салаирского кряжа. В центре Кулунды ложбины формировали сложный лабиринт разномасштабных водных артерий, одна часть которых следовала на запад к долине Иртыша, другая — на север в районы Барабинской равнины. Приведенная реставрация заставляет нас решительно отказаться от ранее сложившихся представлений о верхнечетвертичном возрасте Кулундинских песков и высказать свои возражения и по поводу существующих мнений о том, что их водные ресурсы пополняются за счет инфильтрации атмосферных осадков. В действительности же в пополнении водных ресурсов Кулундинских песков одновременно участвуют и атмосферные осадки, и водоносные горизонты палеорек и древних ложбин стока, а по последним данным, даже подпитывают р. Иртыш на участке Павлодар — Омск.

В свете изложенных соображений мы можем дать вполне обоснованную рекомендацию использования подземных вод палеодолин и ложбин древнего стока для орошения Кулундинской степи и высказать определенную уверенность в стабильности их запасов. Дальнейшая разработка отдельных аспектов этой важнейшей проблемы помимо перераспределения обских вод, может проходить по линии рационального использования всех вод поверхностного стока и эксплуатации подземных вод нижележащих блоков древних водоносных горизонтов. Необходимо помнить о том, что при проведении мелиоративных работ по обводнению Кулундинской степи нельзя допускать смыкания уровня подземных вод с поливными обскими водами, так как это приведет к развитию процессов засоления почв и грунтовых вод. Эксплуатация подземных вод должна снижать уровень, а излишний перелив обскими водами не должен приводить к их смыканию. Это обязательное условие определяет научную основу мелиоративного освоения Кулундинской степи, его необходимо строго выполнять и не допускать развития нежелательных процессов, о которых мы говорили выше.

Освоение пойменных земель

Вследствие закономерного однопланового развития палеорек и современных речных систем общая площадь пойменных земель на территории Западно-Сибирской равнины в среднем в 3—5 раз больше, чем в других регионах Советского Союза. Только одна обская пойма простирается на 3,5 тыс. км. Ее ширина в Алтайском крае и Новосибирской области 5—10 км, в Томской — 10—30 км и Тюменской — 25—40 км. В отдельных случаях в зонах активного развития неотектонических движений отрицательного знака (Кулундинская низменность) ширина поймы доходит до 80—90 км. Обская пойма — это 3 млн га сенокосных лугов и пастбищ, это 2,7 млн га леса, это поистине необозримая акватория рыбохозяйственных водоемов. Общая площадь пойменных земель

Западно-Сибирской равнины не менее чем в 10 раз превосходит размеры подобных сельскохозяйственных угодий многих других районов нечерноземной зоны нашей страны. Полезная площадь лугов обской и иртышской пойм в среднем составляет 42% от общей территории пойменных земель. По многим отдельно взятым районам фактический объем луговых угодий значительно превосходит вышеуказанные средние цифры. В Кондинском районе Тюменской области на их долю приходится половина поймы, в Сургутском — 77% и в Ханты-Мансийском — 78%. Вследствие относительно слабой залесенности размеры многих чистых луговых массивов обской поймы достигают до 1,5—2 тыс. га.

Полноводные реки Западной Сибири несут с юга тепло, смягчают местный климат и создают прекрасные условия для роста богатого травостоя. Одновременно с этим луга почти ежегодно затопляются весенними водами и систематически удобряются илом. Все это создает весьма благоприятную обстановку для произрастания луговой растительности, обогащенной запасами наиболее ценных питательных веществ. Урожайность пойменных лугов Западной Сибири в среднем достигает 22—23 ц сена с гектара, а при хорошем развитии травостоя — 45 ц. При этом сибирское луговое сено при условии его своевременной заготовки всегда имеет высокие качественные показатели. Содержание сырого белка (протеина) в нем колеблется от 8 до 13%. Даже сено из осоки содержит не менее 9% протеина.

Мы не имеем возможности подробно рассказать о потенциальных возможностях комплексного освоения всех природных ресурсов обской и иртышской пойм и о новейших приемах мелиоративного благоустройства. Можно лишь отметить, что урожай и себестоимость пшеницы и ячменя на пойменных землях в 2—3 раза выше, чем на богарной пашне. Следует сказать и о том, что тебеневка лошадей на пойменных лугах очень выгодна в экономическом отношении. Так, например, один из колхозов Ханты-Мансийского национального округа на выращивание одной головы затратил всего 25 р. и продал тебенючных животных по 600—800 р. за голову. При разработке мелиоративных мероприятий по освоению пойменных земель бассейна Оби надо всегда помнить о том, что успешному использованию их под овощные и зерновые культуры будут способствовать и благоприятные гидрогеологические условия. Во многих районах Западно-Сибирской равнины мы имеем относительно неглубокое залегание водоносных горизонтов с хорошей пресной водой, обладающей значительным напором. Вследствие этого здесь можно организовать необходимый полив овощей без всяких дополнительных затрат на механический подъем воды. В центральных и северных районах Западно-Сибирской равнины на территории пойменных земель почти всюду присутствуют высокодебитные самоизливающиеся термальные воды, которые представляют значительный интерес не только в деле организации парниковых комбинатов там, где долго свирепствует суровая сибирская зима, но и в направлении решения проблемы термального рыбоводства. Следует еще раз отметить, что благоприятные гидрогеологические условия пойменных земель Обского бассейна явились прямым следствием унаследованного развития палеорек и современной гидрографической сети.

На протяжении многих лет большим препятствием широкому освоению лугов обской и иртышской пойм служили или длительные паводки, или неблагоприятные климатические условия в сезон заготовки кормов. В связи с этим впервые сконструированы и на практике проверены специальные плавучие заводы по заготовке, упаковке и транспортировке травяной муки высокого качества в больших количествах. Они позволяют вести заготовку кормов практически в любых погодных условиях.

Пойменные земли Западной Сибири используются в различных направлениях, но на пути их рационального освоения возникли немалые

трудности вследствие сугубо ведомственного подхода к решению данной проблемы. Достаточно вспомнить горький урок заготовки рыбохозяйственными организациями черного тополя (балберы) для сетевых поплавок, которая привела к почти полному истреблению этой ценной лесной породы. Это случилось в начале 30-х годов нашего столетия, а в наши дни межведомственные барьеры привели к тяжелым техногенным нагрузкам на природные ландшафты поймы. Поэтому все работы по мелиоративному освоению поймы должны проводиться с учетом заинтересованности всех организаций, производственная деятельность которых связана с освоением и охраной всех ее природных ресурсов.

Улучшение водного хозяйства за счет использования вод поверхностного стока

В первый период освоения степных районов Западно-Сибирской равнины было широко распространено водоснабжение населенных пунктов за счет использования вод поверхностного стока. Высокая эффективность использования вод поверхностного стока может быть подтверждена соответствующими теоретическими расчетами и материалами многолетней практики. Благодаря своеобразию геоморфологических и климатических условий на территории Западно-Сибирской равнины в степные реки попадает лишь часть талых вод, непосредственно стекающих с ближайших склонов. Большая часть их расходуется на заполнение многочисленных западин. Низкие температуры воздуха и его большая влажность в весенний период значительно способствуют аккумуляции талых вод в различных понижениях, так как потери на просачивание и испарение в это время незначительны.

Вследствие указанных причин основным источником водного питания для большей части лесостепной зоны Западно-Сибирской равнины являются атмосферные осадки. В результате проведенных специальных исследований установлено, что во всех бессточных понижениях равнины, площадь водосбора которых превышает в 10—12 раз размеры, неизбежно возникают невысыхающие водоемы. Таким образом, природные условия лесостепных и степных районов Западно-Сибирской равнины вполне обеспечивают возможность широкого использования вод поверхностного стока путем строительства соответствующих водохранилищ.

Наличие большого количества западин и понижений на территории всех геоморфологических районов Западно-Сибирской равнины создает благоприятные условия для аккумуляции вод поверхностного стока путем устройства копаней. Наиболее подходящими участками их сооружения могут служить замкнутые западины, заболоченные займища и незначительные долинообразные формы рельефа второстепенных притоков древних ложбин стока. В целях ускоренного стока талых вод и улучшения хозяйственной ценности заболоченных займищ их необходимо копать вблизи заболоченных понижений с устройством канавы (глубиной не менее 2 м) для сброса вод поверхностного стока в искусственное водохранилище.

Широкое строительство прудов и копаней наряду с улучшением водообеспеченности колхозов и совхозов приносит также большую пользу и в области регулирования поверхностного стока, особенно при строительстве их в пределах возвышенных участков. Несомненно, что наши рекомендации по сооружению прудов и копаней не исключают возможности использования существующих природных водоемов и степных рек путем проведения соответствующих мероприятий по благоустройству. Наряду с этим мы считаем, что более целесообразно в ряде случаев вместо углубления очень плоских озерных котловин использовать их путем

сооружения береговых копаней с целью уменьшения значительного расхода воды на испарение. В массовом строительстве копаней на гривах и в межгривных понижениях мы видим осуществление главнейших принципов мелиорации гривных равнин, основанных на том, что «борьба с водой должна быть превращена в борьбу за воду».

Охрана минеральных солей Кулундинской степи

В связи с практической реализацией проблемы обводнения Кулундинской степи возникают серьезные противоречия по вопросам рационального использования земельных ресурсов и минеральных озер. Палеогеографические реконструкции убедительно свидетельствуют о том, что формирование минеральных озер южных равнин Западной Сибири неразрывно связано с зарождением и длительным развитием сложной системы палеорек, древних ложбин стока и современной гидрографической сети, пространственное положение которой было predetermined характером проявления тектонических движений и периодами неоднократного обводнения. Вполне естественно, что мелиораторы будут стремиться максимально использовать указанную систему древних и современных водотоков в качестве будущих каналов, а специалисты Министерства химической промышленности высказывают вполне обоснованные опасения о том, что при таком подходе может быть нанесен непоправимый урон естественным процессам соленакпления в пределах многих районов Кулундинской степи.

Эти противоречия во многом усложняют решение проблемы общей мелиорации южных равнин Западной Сибири. Учитывая большую промышленную ценность солевых запасов Кулундинской степи, мы должны обратить серьезное внимание всех проектных организаций на то, чтобы все изыскания на предмет сооружения водохозяйственных объектов проводились с учетом строгого сохранения природной среды ее минеральных озер. В одних случаях высказанное положение можно реализовать довольно легко, а в других, наоборот, очень трудно. Так, например, естественные процессы соленакпления в современных озерах юга Кулунды можно сохранить путем выделения охранной зоны, на территории которой не будут проводиться никакие комплексные мелиорации. В более сложных случаях в пониженных районах одиночных бессточных озер придется сделать оградительные гидротехнические сооружения с отводом обских вод по искусственно созданной наиболее рациональной системе водоводов. Все это, конечно, значительно усложняет решение проблемы обводнения Кулундинской степи, но иного выхода нет, так как уникальные запасы ее минеральных солей должны быть сохранены.

Мелиорация гривных равнин

К 20-м годам нашего столетия в результате проведения маршрутных исследований в районах Тобол-Ишимского и Обь-Иртышского междуречий сложились определенные представления о том, что на огромной территории степных и лесостепных районов южной части Западно-Сибирской равнины широко развиты своеобразные формы гривного рельефа. Они оказали решающее влияние на практическую реализацию большого плана мелиоративных работ. Наличие грив и межгривных понижений значительно усложняют строительство гидротехнических сооружений и вызывают вполне обоснованные опасения в отношении возможного развития активных процессов вторичного засоления почв и грунтовых вод. Многолетняя практика показала, что на территории развития гривного рельефа бороться с указанными явлениями очень трудно.

В результате проведения специальных исследований, выполненных А. Г. Гриценко [1982] под нашим руководством, было установлено, что гривный рельеф занимает лишь 5,5% от общей площади сельскохозяйственной зоны Западной Сибири. Относительно широко он развит только в Новосибирской (19,1%), Северо-Казахстанской (14,5%) и Омской (9,5%) областях. Таким образом, ошибочные представления о наличии гривного рельефа на обширной территории больше не могут служить препятствием на пути развития мелиоративных работ на равнинах Западной Сибири.

Полезацитная мелпнорация

В последние годы на территории южных равнин Западной Сибири развернулись большие работы по созданию системы полезацитных лесных насаждений с целью ослабления пагубного влияния суховеев, которые приходят в ее юго-западные районы из аридных областей Казахстана и Средней Азии. К сожалению, на пути их практической реализации встретились значительные затруднения по причине того, что в пределах малообводненных районов Тобол-Ишимского, Ишим-Иртышского и, частично, Обь-Иртышского водоразделов на небольшой глубине залегают глинистые, часто в разной степени минерализованные, отложения третичного возраста. Из-за недостатка влаги и наличия минерализованных подпочвенных образований молодые посадки нередко гибнут и приходится неоднократно повторять очень трудоемкие лесопосадочные работы.

В результате анализа последних палеогеографических данных следует рекомендовать принципиально новый подход к решению поставленной задачи. Его научная основа состоит в том, чтобы одновременно создавать не одни лесные полосы, а провести комплексные мероприятия по преобразованию природных условий степных и лесостепных районов Западной Сибири и Северного Казахстана. Мы предлагаем в один прием осуществить лесозащитные полосы и выполнение необходимого объема работ по оздоровлению и рациональному освоению пресноводных озер с широким использованием для этой цели реставрированных ложбин древнего стока.

В первую очередь комбинированные озерно-лесные полосы надо создать в пределах Тобол-Ишимского междуречья, где система сближенных ложбин древнего стока ориентирована перпендикулярно господствующим ветрам. Лучше всего для нашей цели использовать правые притоки Тобола и Вагая (реки Емец, Суерь, Кузяк и др.), которые прослеживаются в виде четко выраженной цепочки пресноводных озер. В пределах их долинообразных понижений минерализованные третичные отложения в свое время были размыты и хорошо промыты, а залегающие аллювиальные образования древних ложбин стока имеют благоприятные гидрогеологические условия для успешного произрастания лесных насаждений.

Отмеченные геолого-гидрогеологические особенности в строении ложбин древнего стока, широко развитых в степных и лесостепных районах Западной Сибири, окажут благоприятное влияние на быстрое развитие лесных полос. Они, в свою очередь, в короткий срок положительно повлияют на пополнение водных запасов озерных котловин, так как будут способствовать накоплению и длительному сохранению снега на протяжении зимних и весенних месяцев.

В процессе регулярного пополнения водных запасов озерные системы древних ложбин стока в межвековые периоды общей увлажненности климата восстановят свою былую проточность, а в засушливые годы сохраняют относительную стабильность водного режима. В связи с этим открываются большие возможности не только для развития рентабельно-

го рыбоводства, но и появится возможность организовать работу по созданию полноценных антропогенных ландшафтов на базе познания главнейших закономерностей формирования с учетом естественно-исторического развития южных равнин Западной Сибири и Северного Казахстана.

Охрана природы

Прежде чем обосновать главнейшие теоретические положения природоохранной картографии, во-первых, следует определить, какие исходные природные объекты необходимо картировать и на каком основании, а во-вторых, необходимо выделить те участки или зоны, на территории которых практическая деятельность человека может нанести наибольший урон природным условиям. На первом этапе исходные положения природоохранной картографии, по нашему мнению, следует осветить в самой общей форме. Ведь успех ее практического внедрения сейчас во многом будет зависеть от простоты и ясности теоретических принципов, положенных в ее основу.

Основным объектом природоохранной картографии должен стать наиболее сложный внешний слой нашей планеты, в пределах которого активно взаимодействуют литосфера, биосфера, атмосфера и гидросфера. В региональном плане внешний слой Земли разделяется на различные природные формации. На их территории все элементы сложной природной системы находятся в тесном взаимодействии и в процессе естественно-исторического развития формируют определенную совокупность природных условий в прямой зависимости от характера проявления эндогенных и экзогенных процессов, порождающих исходные позиции естественного равновесия. Нет особых сомнений в том, что главнейшую роль в формировании различных природных формаций играет рельеф земной поверхности. На составленной нами геоморфологической карте сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины выказанные положения находят свое убедительное подтверждение при анализе выделенных областей и районов. Они имеют естественные границы, вдоль которых проходят своеобразные контактные зоны. Их морфология, вещественный состав и природные условия всегда отражают общность и различие выделенных областей и районов. Вследствие этого контактные зоны имеют более сложное внутреннее строение и особое состояние природной энергетик. Ее разряды способны дать молниеносный или замедленный ответ на любое вмешательство в их относительно стабильную природную систему. Саморазвитие геоморфологических областей и районов и их контактных зон непрерывно идет под одновременным влиянием эндогенных и экзогенных сил в тесном диалектическом взаимодействии, непрерывном обмене энергией и веществом.

Геоморфологические области, а в некоторых случаях и районы, должны отражать качественные изменения природоформирующих процессов широкого регионального охвата, которые сыграли главнейшую роль не только в формировании современных ландшафтов, но и в определении пути их рационального освоения и охраны природных ресурсов. Научный метод, положенный в основу выделения геоморфологических областей, состоит в поэтапном рассмотрении большой серии палеогеографических карт обширных территорий на протяжении мезозойской и кайнозойской эр, а в отдельных случаях даже и на протяжении более древних эр в истории Земли. Вполне естественно, что наиболее детально должна быть проанализирована история природных условий на протяжении позднего плейстоцена и голоцена. Геоморфологическая область при таком подходе предстает как заключительное звено в длинной и сложной цепи естественной истории.

Первоочередным объектом природоохранной картографии следует признать контактные зоны. Этот вывод убедительно вытекает не только из анализа исторического развития природных условий Западно-Сибирской равнины, но и из опыта борьбы с водной и ветровой эрозией почв и с процессами вторичного засоления почв и грунтовых вод на территории ее обширной сельскохозяйственной зоны. Морфологическая выраженность и общая конфигурация пространственного расположения контактных зон могут быть разнообразны в прямой зависимости от истории и предыстории их развития, от характера проявления экзогенных и эндогенных процессов и от направленного проявления геохимических процессов. Контактные зоны могут быть симметричны по отношению к общей границе, а могут быть и резко односторонними. В одних случаях граница может быть ярко выражена в общей морфологии рельефа, а в других — предельно расширена и завуалирована вследствие активного проявления делювиальных процессов.

Справедливость высказанных соображений мы можем подтвердить двумя примерами. Так, в областях сопряжения пластовых и аллювиальных равнин отмечаются контактные зоны широкого развития сложно построенных форм гривного рельефа, которые тают в себе большую потенциальную опасность в отношении развития вторичных процессов засоления почв и грунтовых вод по профилю грива — межгривное понижение. Без всякого сомнения, в пределах развития подобных зон следует рекомендовать проведение более сложных мелиоративных мероприятий.

Граница между предгорными и аллювиальными равнинами в ряде районов Западной Сибири отражена в современном рельефе в виде ясно выраженного уступа высотой 20—25 м. В течение многих лет эти высокие уступы были хорошо укреплены древесной растительностью и мощным травяным покровом и не вызывали никаких опасений в отношении развития эрозийных процессов большого масштаба. В последние годы в результате сельскохозяйственного освоения большой территории и широкого использования мощных и тяжелых машин, без достаточного соблюдения выработанных приемов противозерозионного земледелия в морфологически выраженных зонах сочленения предгорных и аллювиальных равнин Западной Сибири стали возникать первые очаги эрозийного расчленения, которые в скором времени получили площадное развитие. Для того чтобы предотвратить дальнейшее развитие нежелательных явлений в пределах контактной зоны между предгорными и аллювиальными равнинами Западной Сибири, все ее участки, потенциально опасные в отношении развития водной эрозии, должны быть выведены из севооборота зерновых культур и это решение должно найти свое отражение на районных природоохранных картах.

Таким образом, в основу природоохранного районирования юга Западной Сибири следует положить последние данные о том, что наибольшее опасение в отношении нарушения природного равновесия вызывают зоны сопряжения главнейших геоморфологических подразделений. На их территории экзогенные и геохимические процессы, порожденные производственной деятельностью человека, проявляются в развитии водной и ветровой эрозии и возникновении вторичного засоления почв и грунтовых вод. Поэтому здесь природоохранные мероприятия необходимо проводить в первую очередь. Вместе с этим выдвинутые положения определяют также и принципиально новый подход к составлению карт природоохранного районирования, при котором прямой объект картирования получает очень четкое отражение на общем фоне природной обстановки той или иной территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения тематических работ произведено геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины и на базе комплексного анализа фактических материалов личных многолетних исследований определены главнейшие этапы развития ее геологического субстрата и рельефа. Одновременно с этим установлены также и основные закономерности совместного влияния эндогенных и экзогенных процессов на условия формирования морфологических особенностей земной поверхности равнинных районов Западной Сибири. Результаты познания современного рельефа позволили по достоинству оценить его роль в определении исходных позиций мелиоративного освоения изученной территории с целью рационального использования и охраны природных ресурсов нового экономического региона нашей страны.

Из анализа приведенных материалов по геоморфологическому районированию Западно-Сибирской равнины ясно видно, что по устройству земной поверхности ее территория должна быть разделена на пять областей, развитие которых обусловило формирование своеобразных форм рельефа. В пределах степной и лесостепной зон широко распространены пластовые, аллювиальные и предгорные равнины. В более северной таежной зоне Западно-Сибирской равнины на большой территории развиты разновозрастные аллювиальные равнины палеорек, древних ложбин стока и современных речных систем. Подзона северной тайги, приуроченная к более возвышенной территории Сибирских Увалов, является областью развития ледниковых равнин эпохи максимального четвертичного оледенения.

К северу от ледниковых равнин расположена наиболее пониженная часть Западной Сибири, представляющая собой обширную зону морских равнин с наложенными формами ледниковой, водно-ледниковой и аллювиальной аккумуляции. Существенное влияние на морфологическое строение современного рельефа севера равнины оказала многолетняя мерзлота.

Область морских аккумулятивных равнин позднепоследнеголедниковой трансгрессии занимает самые северные районы Западной Сибири. Наиболее широко они развиты на берегах п-ова Ямал.

В долинах главных рек Западно-Сибирской равнины в четвертичное время были сформированы террасовые поверхности мощных палеорек и современных речных артерий в процессе их длительного унаследованного развития. Они в основном приурочены к зонам четвертичных опусканий. Лишь на сравнительно ограниченной площади Обь-Иртышского и Обь-Енисейского водоразделов сохранились области распространения пластовых равнин, в строении которых принимают участие третичные и верхнемеловые отложения.

Более молодые террасовые равнины и поймы магистральных рек Западной Сибири имеют значительную ширину (местами более 150 км) и относительно невысоко приподняты над уровнем моря. Более древние

террасы морфологически выражены слабо и постепенно смыкаются с водораздельными возвышенностями.

Современный рельеф Западно-Сибирской равнины был сформирован в процессе эрозивно-аккумулятивной деятельности палеорек и современных речных систем. В позднечетвертичное время, а в ряде случаев и в более раннее время, долины Енисея, Оби, Иртыша, Ишима и Тобола были неоднократно связаны между собой ложбинами временного стока. Развитая сеть древних ложбин и долин стока отчетливо прослеживается в пределах южных областей Тобол-Ишимского, Обь-Иртышского и Обь-Енисейского водоразделов.

Наличие ложбин и долин древнего стока на территории Западно-Сибирской равнины следует отнести к числу парадоксальных природных явлений. В строении поверхности равнинных регионов нигде не отмечена тесная взаимосвязь крупнейших водных артерий со своеобразной водораздельной системой бывших речных долин и ложбин древнего стока. Это феноменальная геоморфологическая аномалия, впервые установленная нами, явилась следствием не только структурных особенностей Западно-Сибирской равнины, но и следствием периодической смены климатических условий, которые приводили к повышенной обводненности магистральных рек.

Проведенная реконструкция главнейших этапов развития палеорек, современных речных долин и древних ложбин стока открывает больше возможности практической реализации плана мелиоративных работ на Западно-Сибирской равнине. Реставрация палеоландшафтов последних этапов развития современной гидрографической сети весьма рациональна во всех отношениях. Ложбины древнего стока и их озеровидные расширения должны быть максимально использованы в качестве естественных каналов для обводнения Кулунды, Барабы и Ишимской степи и для осушения заболоченных районов Тобол-Ишимского, Ишим-Иртышского, Обь-Иртышского и Обь-Енисейского водоразделов. При этом ложа будущих каналов в значительной степени подготовлены самой природой. В связи с этим нежелательные (порой значительные) изменения гидрологических, гидрогеологических, инженерно-геологических и геохимических условий, возникающих обычно после сооружения искусственных каналов, будут сведены к минимуму. Древние и современные долины и ложбины стока и их озеровидные расширения имеют благоприятное географическое расположение для обводнения и осушения сельскохозяйственной зоны Западной Сибири, их рациональное использование обеспечит и значительную экономию государственных ассигнований на проведение мелиоративных работ большого масштаба.

Высказанные положения позволяют обосновать вполне конкретную научную концепцию, которая должна быть положена в основу решения проблемы широкой мелиорации Западно-Сибирской равнины. В ее основе должна лежать идея объединения палеорек, современных и древних ложбин стока в единую наиболее рациональную систему водных артерий. Поэтому все существующие проекты обводнения и осушения Западной Сибири должны быть тщательно проанализированы сейчас с позиций предложенной научной концепции.

Морфологические особенности современного рельефа Западно-Сибирской равнины и палеогеографические реконструкции во многом предопределили научные предпосылки в области решения вопросов обводнения и осушения и познания главнейших закономерностей естественно-исторического развития, которые позволяют обосновать многие проблемы ускоренного освоения нового экономического региона. К их числу следует отнести проблемы рационального использования сельскохозяйственных угодий новой зоны склонового земледелия, нечерноземной полосы, пойменных земель, озерных систем и местных органоминеральных удобрений. Одновременно с этим установленные закономерности в истории

развития и в морфологическом строении современного рельефа Западно-Сибирской равнины позволяют высказать оригинальные суждения о формировании гидрологических, гидрогеологических, инженерно-геологических и геохимических условий и определить пути постановки поисковых работ на различные полезные ископаемые.

Проведенные исследования свидетельствуют о том, что динамическое развитие геоморфологии как науки, лежащей на рубеже геологии и географии, раскрывает большие возможности в решении теоретических и практических задач при условии системного подхода в организации и проведении запланированных работ. Выяснение многих геоморфологических вопросов с позиций глубокого познания геологического субстрата позволяет сделать весьма важные палеогеографические обобщения, а всесторонний учет географической составляющей во многом определяет характер проявления современных рельефообразующих процессов. Одностороннее гиперболическое развитие отдельных ветвей геоморфологии не может привести нас к созданию единой науки о рельефе земной поверхности. Единство геоморфологической науки было и остается важнейшим условием ее прогресса в становлении общей теории и в решении прикладных задач. Высказанные соображения мы положили в основу проведенных исследований, и они привели нас к оригинальным практическим, палеогеографическим и теоретическим обобщениям, многие из которых ранее никогда не освещались в опубликованных изданиях, посвященных познанию рельефа Западно-Сибирской равнины.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О. М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь // Труды КИЧП.— М., 1963.— Т. XXII.— С. 150—164.
- Адаменко О. М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 183 с.
- Альтер С. П. О происхождении параллельно-линейных гряд и ложбин, развитых на севере Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ.— 1960.— № 29.— С. 77—82.
- Альтер С. П. Ландшафтный метод геоморфологического дешифрирования аэрофотоснимков на примере Нижнего Прииртышья // Географический сборник.— 1971.— № 7.— С. 143—148.
- Алявдин Ф. А. К вопросу о стратиграфии отложений верхнего отдела четвертичной системы Пур-Надымского водораздела и южной части Тазовского полуострова // Информ. сб. ВСЕГЕИ.— 1959.— № 6.— С. 87—93.
- Алявдин Ф. А. Некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода севера Западно-Сибирской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— Т. III.— С. 40—41.
- Андреев В. Н. Гидролакколиты (булгуняхи) в Западно-Сибирских тундрах // Изв. ГГО.— 1936.— Т. 68, вып. 2.— С. 186—210.
- Андреев Ю. Ф. Многолетняя мерзлота и ее значение для поисков структур на севере Западной Сибири // Очерки по геологии севера Западно-Сибирской низменности.— Л.: ВНИГРИ, 1960.— Вып. 157.— С. 191—218.
- Анучин Д. Н. Озера истоков Волги и верховьев Западной Двины. Землеведение: кн. 1, 2.— 1898.
- Арманд Д. Л. Нам и внукам.— М.: Мысль, 1960.— 256 с.
- Арманд Д. Л. Наука о ландшафте.— М.: Мысль, 1975.— 287 с.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР.— М.; Л.: Геолразведиздат, 1933.— 423 с.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Менпер В. В. и др. Краткий очерк геологического строения СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1937.— 299 с.
- Архангельский Н. И. Стратиграфия и тектоника мезозойских и нижнекайнозойских отложений восточной окраины Урала в Серовско-Ивдельском районе // Труды Горно-геологического ин-та УФ АН СССР.— Свердловск, 1953.— Вып. 22, № 2.— С. 34—64.
- Архипов С. А. Четвертичные отложения западной окраины Сибирской платформы в пределах Енисей-Нижнетунгусско-Бахтинского междуречья и их стратиграфическое положение // Труды ГИН АН СССР.— М., 1959.— Вып. 32.— С. 97—114.
- Архипов С. А. Четвертичный период в Западной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— 332 с.
- Архипов С. А., Кинд Х. А. Краевая зона самаровского оледенения в Приенисейской части Западно-Сибирской низменности // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1962.— Вып. 27.— С. 72—89.
- Архипов С. А., Матвеева О. В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии.— Новосибирск, 1964.— Вып. 29.— 127 с.
- Архипов С. А., Андреева С. М., Земцов А. А. и др. Покровные материковые отложения и рельеф // Проблемы экзогенного рельефообразования.— М.: Наука, 1976.— Кн. 1.— С. 7—88.
- Атлас Целинного края.— М.: Изд-во МГУ, 1970.— 208 с.
- Баженов И. К. Западный Саян. Очерки по геологии Сибири.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.— Вып. 6.
- Базилевич Н. И., Покрасе Е. П. Основные черты геоморфологии и элементы геологии Барабинской низменности // Исследование Барабинской низменности как объекта сельскохозяйственного использования.— М.: Наука, 1954.— С. 5—104.

- Балабай Я. Я. Происхождение гривного рельефа Западно-Сибирской низменности // Землеведение.— 1936.— Т. 38, вып. 1.— С. 106—122.
- Баранов И. Я. Некоторые закономерности развития толщ многолетнемерзлых пород и сезонного промерзания почвы // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1958.— № 2.— С. 22—35.
- Баранов И. Я., Баулин В. В. Влияние многолетнего промерзания на формирование геоморфологических уровней // Мерзлотные исследования.— М.: Изд-во МГУ, 1984.— Вып. 4.— С. 285—290.
- Баулин В. В., Белопухова Е. Б., Дубиков Г. Г., Шмелев Л. М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности.— М.: Изд-во Наука, 1967.— 214 с.
- Белецкая Н. П. Рельеф Петропавловского Прииртышья и история его развития в кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— М., 1974.— 24 с.
- Белецкая Н. П. Этапы развития рельефа территории Петропавловского Прииртышья в кайнозое // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 38—51.
- Богдасhev В. А., Дидрихс Е. А., Мизеров Б. В. Основные черты геоморфологического строения Кеть-Тымского Приобья и бассейна р. Сым // Геоморфология и неотектоника Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.— Новосибирск, 1965.
- Бойцов М. И. Эволюция форм котловин термокарстовых озер // Антропогенный период в Арктике и Субарктике // Труды НИИГА.— Л., 1965.— Т. 143.— С. 327—340.
- Борзенко П. И., Вериго Е. К., Мартынов В. А. и др. Геология четвертичных отложений восточной части Новосибирской области // Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода: Тез. докл. Секц. стратигр.— Новосибирск, 1964.
- Борисов А. А. Очерк структуры Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1944.— № 3.
- Борисов А. А., Кругликова Г. И. Некоторые выводы из данных магнитных и гравитационных съемок Западно-Сибирской низменности // Прикл. геофиз.— 1945.— № 1.
- Боч С. Г. Четвертичные отложения северо-западной части Западно-Сибирской низменности и вопросы их корреляции (краткий обзор) // Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири.— Л.: Гостоптехиздат, 1957.— С. 382—388.
- Букреева Г. Ф. К вопросу об эволюции растительности северо-восточной Барабы и Новосибирского Приобья в неоген-четвертичное время (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965.
- Букреева Г. Ф. Спорово-пыльцевая характеристика четвертичных отложений у с. Вороново на р. Оби // Четвертичный период Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.
- Букреева Г. Ф. Палинологическая характеристика антропогенных отложений Восточной Барабы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Томск, 1968.
- Булыгиников А. Я. Признаки оледенения в Саралинском золотопосном районе // Изв. ГГО.— 1934.— Т. 66, вып. 2.
- Быков Г. Е. Древние долины Абуго-Тобольского водораздела // Изв. ГГО.— 1938.— Т. 70, вып. 6.
- Варданияц Л. А. Причины оледенения и опыт генетической синхронизации процессов орогении, оледенения и эрозии // Труды II конференции Международной ассоциации по изучению четвертичного периода Европы.— 1933.— Т. II.— С. 166—172.
- Варламов И. П. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (объяснительная записка к геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины, масштаб 1:1500000).— 1972.— 110 с.
- Варламов И. П., Найденова Н. Е., Кузин И. Л. и др. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности. Масштаб 1:2500000.— Красноярск, 1969.— 68 с.
- Вдовин В. В. Кайнозойские отложения Каменско-Новосибирского Приобья // Тр. Горного ин-та ЗСФАН СССР.— 1956.— Вып. 15.— С. 117—127.
- Вдовин В. В. Современные структуры мезо-кайнозойского покрова полярной зоны Западно-Сибирской низменности // Изв. вост. фил. АН СССР.— 1958.— № 3.— С. 20—30.
- Вдовин В. В. Геоморфологические уровни Салаирского кряжа и сопредельных территорий // Совещание по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.— Новосибирск, 1965.
- Вдовин В. В. Становление Западно-Сибирской эпигерцинской плиты и развитие ее поверхности в мезозойскую и в начале кайнозойской эр как предыстория формирования ее современного рельефа // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Западно-Сибирская равнина.— М., 1970.— С. 40—44.
- Вдовин В. В. Отражение в рельефе структурных форм зоны сочленения Алтае-Саянской горной области с платформенными равнинами Западной и Восточной

- Сибирь // Структурная геоморфология горных стран.— Фрунзе, 1973.— С. 123—124.
- Вельмина Н. А.** О происхождении западин и гривного рельефа Западно-Сибирской низменности // Геокриология Западной Сибири, Якутии и Чукотки.— М.: Наука, 1964.— С. 37—70.
- Волкова В. С.** Некоторые данные о строении четвертичных отложений нижнего течения Иртыша // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1964.— Вып. 25.
- Волкова В. С.** История развития растительности и основные этапы палеогеографии низовья Иртыша в четвертичное время // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965.
- Волкова В. С.** Четвертичные отложения низовьев р. Иртыша и их бипострагическая характеристика.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.
- Волкова В. С.** Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое.— М.: Наука, 1977.— 238 с.
- Волкова В. С., Панова Л. А.** Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега р. Иртыша // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1964.— Вып. 44.
- Волкова В. С., Шурыгин А. Г.** Стадии отступления зырянского оледенения в низовьях Енисея // Матерпалы по геологии Восточной Сибири.— М.: ВСЕГЕИ, 1961.— Т. 66.— С. 161—174.
- Вольдштедт П.** Происхождение озер в области древнего оледенения // Геология четвертичного периода.— М., 1955.
- Воскресенский С. С.** Условия формирования и сохранения древних поверхностей выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье // Уч. зап. МГУ. Геоморфология.— 1956.— Вып. 182.— С. 9—27.
- Воскресенский С. С.** Вопросы геоморфологии Сибири: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М.: МГУ, 1958.
- Воскресенский С. С.** Геоморфология Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1962.— 352 с.
- Воскресенский С. С.** Геоморфология СССР.— М.: Высш. шк., 1968.— 368 с.
- Воскресенский С. С., Спасская И. И., Ульянова Н. С.** Западно-Сибирская равнина // Геоморфологическое районирование.— М.: Высш. шк., 1980.— С. 76—87.
- Вотах М. Р.** Разрез четвертичных отложений у с. Вертикас (Висков Яр) на р. Оби // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1962.— Вып. 27.
- Втюрин Б. И.** О некоторых геоморфологических терминах в геокриологии // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— Вып. 3.— С. 126—134.
- Втюрин Б. И., Данилова Н. С., Каплина Т. И. и др.** Мерзлотные условия Таз-Енисейского междуречья // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1969.— № 4.— С. 113—119.
- Высоцкий Н. К.** Геологические исследования в 1894 г. в Киргизской степи и на Иртыше // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги.— Спб., 1896а.— Вып. I.— С. 1—41.
- Высоцкий Н. К.** Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги.— Спб., 1896б.— Вып. V.— С. 69—92.
- Ганешин Г. С., Селиверстов Ю. П.** Геоморфологическая карта СССР в масштабе 1:5 000 000.— М.: Изд-во АН СССР.— 1960.— 20 с.
- Ганешин Г. С., Эпштейн С. В.** Схема геоморфологического строения СССР в масштабе 1:5 000 000 // Геологическое строение СССР.— Приложение.— Л., 1958.— Т. I.— С. 9—28.
- Генералов П. П.** Основные черты палеогеографии Северного Урала в плиоцен-четвертичное время // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1965.— С. 242—253.
- Геологическое строение СССР.**— Л.: ВСЕГЕИ, 1958.— Т. 1.
- Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности/Под ред. Дробышева Д. В., Казаринова В. П.**— Л.: ВНИГРИ, 1958.— Вып. 114.
- Геокриологические условия Западно-Сибирской газоносной провинции.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 200 с.
- Геоморфологическая карта центральной части Севера СССР/Под ред. Стрелкова С. А.**— Л.: НИИГА, 1959.
- Геоморфологическая карта СССР/Под ред. Краснова И. И.**— Л.: ВСЕГЕИ, 1960.
- Геоморфологическая карта СССР/Под ред. Герасимова И. П., Федоровича Б. А.**— М., 1960.
- Геоморфологическая карта Северного Казахстана/Под ред. Федоровича Б. А.**— М., 1960.
- Геоморфологическая карта СССР/Под ред. Ганешина Г. С.**— Л., 1966.
- Геоморфологическая карта Западно-Сибирской равнины/Под ред. Варламова И. П.**— М., 1969.
- Геоморфологическое районирование СССР.**— М.: Высш. шк., 1980.— С. 343.
- Герасимов И. П.** О рельефе и соляных озерах Кулундинской степи // Труды СОПС. Сер. Спб.— 1934а.— Вып. 5.— С. 10—49.
- Герасимов И. П.** К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины // Исследования подземных вод СССР.— Л., 1934б.— Вып. 5.— С. 31—55.

- Герасимов И. П. Основные вопросы геоморфологии и палеогеографии Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1940.— № 5.— С. 38—46.
- Гладцин И. И. Геоморфология СССР.— Л.: Учпедгиз.— Ч. II.— 1940.
- Глинка К. Д. Почвы // Азиатская Россия.— М., 1914.— 124 с.
- Голубева Л. В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Труды ГИН АН СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— Вып. 31.— С. 5—41.
- Горецкий Г. И. Об одном способе палеогеографической реконструкции некоторых элементов пойменного ландшафта // Вопр. географии.— М., 1947.— Сб. 3.— С. 111—120.
- Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна.— М.: Наука, 1964.— 415 с.
- Городецкая М. Е. Некоторые особенности гравно-ложбинного рельефа юго-запада Западной Сибири в связи с вопросом его генезиса // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1962.— № 1.— С. 90—96.
- Городецкая М. Е. Основные черты орографии (Западная Сибирь) // Равнины и горы Сибири.— М., 1975.— С. 10—13.
- Городецкая М. Е. Прогноз возможных (геоморфологических) изменений по трассе переброски части стока западно-сибирских рек // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1982.— № 1.— С. 53—59.
- Городецкая М. Е., Лазуков Г. И. Западная Сибирь // Равнины и горы Сибири.— М.: Наука, 1975.— С. 7—121.
- Городков Б. И. Опыт деления Западно-Сибирской низменности на ботанико-географические области // Ежегодник Тобольского музея.— 1916.— № 27.
- Горшенин К. П. Материалы к познанию солонцов черноземной полосы Западной Сибири // Почвоведение.— 1927.— № 3.
- Горшенин К. П. Почвы черноземной полосы Западной Сибири // Изв. Западно-Сибирского отделения Русского географ. общ.— Омск, 1927.— Т. 39.— 42 с.
- Горшков С. П. К изучению террас р. Енисей на участке от г. Красноярска до устья р. Кан // Материалы по геологии Красноярского края.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— С. 115—121.
- Горшков С. П. О стратиграфии антропогенных отложений вледниковой зоны Приенисейской Сибири // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.
- Григорьев А. А. Проблема взаимодействия веществ и энергии в литосфере, гидросфере и атмосфере и ее значение в общей теории физической географии // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1952.— № 4.— С. 12—27.
- Григорьева К. Ф. О некоторых особенностях рельефа причаповской части Барабинской низменности // Труды Новосибир. ин-та инженеров геодезии, аэросъемки и картографии.— Новосибирск, 1957.— Т. 8.
- Григор Г. Г., Земцов А. А. Природное районирование Западной Сибири // Вопр. географии.— М., 1961.— Сб. 55.— С. 82—90.
- Гричук М. П. К стратиграфии четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Труды межведомственного совещания по стратиграфии Сибири.— Л.: Гостехиздат, 1957.— С. 454—461.
- Гричук М. П. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений Приангарья // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1959.— С. 442—497.
- Гричук М. П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.— М.: Изд-во АН СССР, 1961а.— Т. III.— С. 44—57.
- Гричук М. П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода // Палеогеография четвертичного периода.— М.: Изд-во МГУ, 1961б.— С. 189—206.
- Гричук М. П. Вопросы изучения истории растительного покрова в Сибири в четвертичное время // Четвертичный период Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.— С. 299—308.
- Гричук М. П., Гричук В. П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляц. явления на территории СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— С. 66—100.
- Гриценко А. Г. Морфометрия рельефа // Закономерности развития рельефа Северной Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 18—22.
- Громов В. И. Материалы к изучению четвертичных отложений в бассейне среднего течения р. Оби // Труды комитета по изучению четвертичного периода.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.— Т. III, вып. 2.— С. 84.
- Громов В. И. Материалы по геологии Омско-Барабинского района // Труды ИГи АН СССР. Сер. геол.— 1940.— Вып. 28, № 8.— С. 105—121.
- Гросвальд М. Г., Втюрин Б. И., Суходровский В. Л., Шинперина Ж. И. Подземные льды Западной Сибири: происхождение и геологическое значение // Материалы гляциологических исследований.— М., 1986.— Вып. 54.— С. 145—152.
- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья // Труды СНИИГНИМС.— Новосибирск, 1959.— Вып. 3.

- Гусев А. И.** Геологическое строение и полезные ископаемые района г. Новосибирска.— Томск: Изд-во ЭСГУ, 1934.
- Данилов И. Д.** Мерзлотно-суффозионный рельеф и связанные с ним клиповидные деформации // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1972.— Вып. 2.— С. 147—160.
- Данилов И. Д.** О генетической взаимосвязи плоскобугристых и выпуклобугристых торфяников // Природные условия Западной Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1973.— Вып. 3.— С. 150—159.
- Данилова Н. С., Павлуни В. Б., Рыжов В. Н.** О криогенных склоновых процессах на западном побережье Ямала // Криогенные процессы и явления.— М.: Стройиздат, 1984.— С. 84—89.
- Дедеев В. А.** Геологическое строение и перспективы нефтепоспости Щучийского синклинория: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Л., 1958.
- Дементьев В. А.** Рельеф бассейна р. Ваха и его история в четвертичное время // Изв. ГГО.— 1934.— Т. 66.— Вып. 1.
- Дементьев В. А.** Геоморфологический очерк долины р. Назыма и прилегающей части долины р. Оби // Изв. ГГО.— 1936.— Т. 68, № 4.
- Дементьев В. А.** Схематическая карта рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности // Изв. ГГО.— 1937.— Т. 69, Вып. 5.
- Дементьев В. А.** Опыт геоморфологического районирования Западно-Сибирской низменности // Изв. Всесоюз. геогр. об-ва.— 1940.— Т. 72.— С. 34—56.
- Дербинов И. В.** Элементы тектоники Урало-Сибирской геосинклинальной области // Тр. ГГИ ЗСФАН СССР.— 1956.— Вып. 15.
- Джеррард А. Дж.** Почвы и формы рельефа/Пер. с англ.— Л.: Недра, 1984.— 208 с.
- Дибнер В. Д., Загорская Н. Г.** Конусообразные холмы арктических тундр // Природа.— 1958.— № 4.
- Докучаев В. В.** Учение о зонах природы.— М.: Наука, 1946.— 241 с.
- Драницин Д. А.** Нарымский край Томской губернии // Предварительный отчет об организации и исполнении работ по исследованию почв Азиатской России в 1914 г.— 1912.
- Дубинкин С. Ф., Земцов А. А., Мартынов В. А.** Геоморфология // Геология.— М.: Недра, 1967.— Т. XIV.— С. 569—601.
- Елизарьева М. Ф.** Схема геоботанического районирования междуречья Оби и Енисея (в пределах южной части лесной области) // Уч. зап. Красноярск. гос. пед. ин-та.— 1959а.— Т. XV.
- Елизарьева М. Ф.** О некоторых особенностях растительного покрова восточной окраины Западно-Сибирской низменности (к северу от г. Красноярска до бассейна р. Елогуй) // Уч. зап. Красноярск. гос. пед. ин-та.— 1959б.— Т. XV.
- Ермаков И. Г.** Условия формирования и физико-механические свойства кайнозойских отложений перигляциальной и вледниковой зон Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1967.
- Ерохина А. А.** Дерново-таежные (мерзлотно-глеевые) почвы // Генезис и география почв.— М.: Наука, 1966.— С. 120—140.
- Загороднов А. М.** К вопросу о тектоническом строении приенисейской части Западно-Сибирской низменности // Первая конференция молодых ученых СО АН СССР: Тез. докл.— Новосибирск, 1960.
- Занин Г. В.** Геоморфология Алтайского края // Природное районирование Алтайского края.— М.: Наука, 1958.— С. 62—99.
- Зауер В. В., Зубаков В. А.** Палинологическое обоснование стратиграфии четвертичных отложений долины Енисея в Осиновском районе // Докл. АН СССР.— 1958.— Т. 120, № 1.— С. 162—165.
- Захаров Ю. Ф.** Четвертичные отложения Нижнего Приобья и Северного Зауралья и их корреляция // Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода: Тез. докл.— Новосибирск, 1964.— С. 50—63.
- Захаров Ю. Ф.** Четвертичные отложения Нижнего и Среднего Приобья, Северного Зауралья и их корреляция // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965.— С. 30—36.
- Захаров Ю. Ф.** Экзотектопические дислокации в осадочном чехле Западной Сибири // Геология и геофизика.— 1968.— № 6.— С. 148—155.
- Захаров Ю. Ф.** О проблеме четвертичных оледенений Западной Сибири // Четвертичная геология и геоморфология Западной Сибири.— Новосибирск, 1969.— С. 84—97.
- Западная Сибирь.** Природные условия и естественные ресурсы СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Земцов А. А.** Последнее (зырянское) оледенение северо-востока Западно-Сибирской низменности // Доклады VII научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции.— Томск, 1957а.— Вып. 4.— С. 93—94.
- Земцов А. А.** Четвертичные отложения Таз-Турухал-Хетского междуречья // Доклады VII научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской социалистической революции.— Томск, 1957б.— Вып. 4.— С. 90—92.

- Земцов А. А.** Реликтовая мерзлота в Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1959а.— С. 331—334.
- Земцов А. А.** О ландшафтной равнине в центральной части Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1959б.— С. 321—330.
- Земцов А. А.** Перевалание песков на севере Западно-Сибирской низменности // Вопр. географии Сибири.— 1962а.— № 4.
- Земцов А. А.** Многолетнемерзлые породы в пойме Енисея // Труды института мерзловедения.— Якутск, 1962б.— Т. 19.
- Земцов А. А.** Перевалание песков на севере Западно-Сибирской низменности // Вопр. географии Сибири.— 1962в.— № 4.— С. 81—91.
- Земцов А. А.** Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири // Гляциология Алтая.— 1964а.— № 3.— С. 182—207.
- Земцов А. А.** Стратиграфия четвертичных отложений Вахского Приобья // Уч. зап. Томск. ун-та.— 1964б.— Т. 49.
- Земцов А. А.** Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Приобья // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965.— С. 37—42.
- Земцов А. А.** К формированию рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности // Вопр. географии Сибири.— 1966а.— № 6.— С. 72—85.
- Земцов А. А.** Тектонический фактор в развитии рельефа севера Западно-Сибирской низменности // Вопр. географии Сибири.— 1966б.— № 6.
- Земцов А. А.** Многолетняя мерзлота и ее влияние на рельеф Западной Сибири // Объяснительная записка к геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины.— Новосибирск, 1972.
- Земцов А. А.** Геоморфология Западно-Сибирской низменности (северная и центральная части).— Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1976.— 344 с.
- Земцов А. А., Фащевский Б. В.** Озера Советские // Изв. ВГО.— 1970.— Т. 102, вып. 3.— С. 154—175.
- Земцов А. А., Фащевский Б. В.** Озеро Маковское и проблемы палеогеографии Приенисейской Сибири // Изв. ВГО.— 1972.— Т. 104, вып. 2.— С. 109—114.
- Земцов А. А., Шацкий С. Б.** К вопросу о геоморфологическом районировании северо-востока Западно-Сибирской низменности // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1959.— С. 309—320.
- Зорин Л. В.** Эволюция глобального рельефа и водообмен.— М.: Наука, 1984.— 72 с.
- Зубаков В. А.** К вопросу о стратиграфии и характере ледниковых отложений долины среднего течения Енисея // Мат. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Четв. геол. и геоморфол.— 1956.— Вып. 1.
- Зубаков В. А.** Геоморфологическое строение долины Енисея в среднем и нижнем течении // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР.— М., 1959.— Вып. 27.
- Зубаков В. А.** Новая палеолитическая стоянка в долине р. Енисея // Информ. сб. ВСЕГЕИ.— 1961а.— № 52.
- Зубаков В. А.** Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Приенисейской Сибири // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.— М., 1961б.— Т. III.
- Зубаков В. А.** Плейстоценовые отложения долины р. Енисея на участке Красноярск—устье р. Ангары // Четвертичный период и его история.— М.: Наука, 1965.
- Зубаков В. А.** Стратиграфия новейших отложений Западно-Сибирской низменности и принципы климатостратиграфической классификации: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— Л., 1967.
- Зяткова Л. К.** Применение геолого-геоморфологических методов для выявления локальных структур центральной части Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Томск, 1960.
- Зяткова Л. К.** Структурная геоморфология Западной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 168 с.
- Ильин Р. С.** Природа Нарымского края.— Томск, 1930.— 156 с.
- Ильин Р. С.** Границы оледенения в области среднего течения Оби // Материалы по геологии Западно-Сибирского края.— Томск, 1934.— Вып. 4.
- Ильин Р. С.** Геология низовий Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Большого Атлыма // Материалы по геологии Западной Сибири.— Томск, 1936.— Вып. 36.
- Исаева Л. Л.** Следы четвертичного оледенения на северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1963.— № 12.— С. 90—98.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока // Западно-Сибирская равнина.**— М.: Наука, 1970.— С. 278.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока/Худяков Г. И., Денисов Е. П., Короткий А. М. и др.**— М.: Наука, 1972.— 423 с.
- Жилинский И. П.** Очерк гидротехнических работ в районе Сибирской железной дороги по обводнению переселенческих участков в Ишимской степи и осушению болот в Барабе. 1895—1904.— Спб.: Изд-во ОЗУГУЗ, 1907.— 826 с.

- Жуков Л. Н.** О возрасте третичных отложений у с. Антропово Омской области // Вести. ЗСГТ.— 1937.— № 2.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.** Стратиграфическая схема плейстоцена низовий рек Иртыша и Тобола // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 39—49.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д.** Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша // Тр. ВСЕГЕИ.— 1974.— Т. 214.— 160 с.
- Каратаев Г. И.** Строение земной коры в Западной Сибири по геофизическим данным // Геология и геофизика.— 1960.— № 11.
- Карнишская А. П.** Третичные отложения Восточного склона Урала // Зап. Уральск. общ. люб. ест.— 1880.— Т. VII, вып. 3.
- Карнишский А. П.** Обнажение третичных отложений близ г. Кургана Тобольской губернии // Изв. Геол. ком.— 1887.— Т. IV, № 40.
- Касини Н. Г.** Новое в геологии Западно-Сибирской низменности по данным скважин глубокого бурения // Пробл. сов. геол.— 1937.— № 7.
- Кац Н. Я.** Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение.— М.: Географгиз, 1948.
- Кац Н. Я.** О климате ледниковых эпох в связи с вопросом развития оледенений // Изв. ВГО.— 1960а.— № 1.
- Кац Н. Я.** О типах болот умеренной зоны Северного полушария и их распространение // Вопр. ботаники.— 1960б.— Вып. 3.
- Кац Н. Я., Кац С. В.** История растительности болот как показатель изменения приледникового ландшафта // Труды ИГ АН СССР.— М., 1946.— Вып. 37.
- Кац Н. Я., Кац С. В.** Стратиграфия торфяников Приобского Севера // Труды КИЧП.— 1948.— № 7.
- Кац Н. Я., Кац С. В.** К истории флоры и растительности севера Западной Сибири в послеледниковое и позднеледниковое время // Ботан. журн.— 1958.— № 7.
- Кинд Н. В.** Абсолютная хронология основных этапов истории последнего оледенения и послеледниковья Сибири // Четвертичный период и его история.— М.: Наука, 1965.
- Киуренко Л. Н., Филькин В. А.** Использование аэрофотоснимков для составления карты скоростей современных тектонических движений территории Кузбасса // Геоморфология.— 1975.— № 4.— С. 32—38.
- Колмогоров В. Г.** Предварительные результаты изучения современных движений земной коры на Байкальском геодинамическом полигоне (геофизическими методами) // Научно-техническая конференция НИИГА и ВАГО.— Новосибирск, 1970.— 20 с.
- Колмогоров В. Г., Колмогорова П. П., Мурзина Г. А.** Геологическая интерпретация данных повторного привелирования в районе Байкальского рифта // Геология и геофизика.— 1971.— № 3.— С. 22—29.
- Колмогорова П. П.** Изучение современных вертикальных движений земной коры Сибири: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1977.
- Коржув С. С.** Морфотектоника и рельеф земной поверхности.— М.: Наука, 1974.— 258 с.
- Коровин М. К.** О структурах Сибири в связи с ее нефтеносностью // Научно-техническая конференция в связи с 40-летним юбилеем ТИИ: Тез. докл.— Томск, 1940а.
- Коровин М. К.** О структурах угленосных районов // Труды научной конференции по изучению и освоению производительных сил Сибири.— 1940б.
- Коровин М. К.** Перспективы нефтеносности Западной Сибири и пути дальнейших геологических исследований // Первая сессия ЗСФАН СССР: Тез. докл.— Новосибирск, 1945.
- Коровин М. К.** Геотектоническое районирование Западной Сибири // Перспективы нефтеносности Западной Сибири.— М.: Госгеолыздат.— 1948.
- Коровин М. К.** О древнем массиве Тоболии в Западной Сибири // Тр. ГГИ ЗСФАН СССР.— 1952.— Вып. 12.
- Коровин М. К.** О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины // Вопросы геологии Азии.— М., 1954.— Т. I.— С. 19—46.
- Коровин М. К.** Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири // Тр. ГГИ ЗСФАН СССР.— 1956.— Вып. 15.
- Коровин М. К., Николаев В. А.** О перспективах нефтегазосности северной части Западно-Сибирской низменности // Проблема создания и развития Урало-Печорской угольно-металлургической базы.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— Вып. 2.
- Костенко Н. П.** Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии).— М.: Мысль, 1958.— 367 с.
- Костицына Р. П., Полещук В. П., Стрижова А. И.** Спориво-пыльцевая характеристика и вопросы стратиграфического расчленения четвертичных отложений центральных районов Западной Сибири // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.
- Краснопольский А. А.** Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1896 г. в Западной Сибири // Геологические исследования и разведочные работы по линии Сибирской железной дороги.— 1898.— Вып. 9.

- Краткая географическая энциклопедия.**— М.: Сов. энцикл., 1960.— Т. 2.— 572 с.
- Криволюцкий А. Е.** Жизнь земной поверхности.— М.: Мысль, 1971.— 407 с.
- Кудаба Ч.** О гляциогенных рытвинах // Краевые образования материкового оледенения.— Вильнюс, 1965.
- Кудрявцев В. А.** О термокарсте // Вопросы физической географии полярных стран.— М.: Изд-во МГУ, 1959.— Вып. 1.— С. 101—106.
- Кузин И. Л.** О роли движений земной коры и колебаний уровня океана в формировании рельефа севера Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— Л., 1961.— Вып. 186.— С. 203—241.
- Кузин И. Л.** Являлся ли Урал центром материковых оледенений // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 198—201.
- Кузин И. Л., Чочиа Н. Г.** Самаровский и югаский «ледниковые отторженцы» Западной Сибири // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1965.— С. 210—227.
- Кузьмин А. М.** Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области // Изв. Зап. Сиб. отд. Геол. Ком.— Томск, 1929.— Т. VIII.— Вып. 2.
- Кулаков Ю. А.** Основные черты геоморфологии северной части Западно-Сибирской низменности // Сборник статей по геологии Арктики.— Л., 1959.— Вып. 12.— С. 116—126.
- Куликов П. К.** Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру.— М.: Недра, 1963.
- Куликов П. К.** О генезисе структур покровного комплекса Западно-Сибирского нефтегазосного бассейна // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 181, № 2.— С. 430—432.
- Куликов П. К.** Происхождение Западно-Сибирской плиты // Проблемы происхождения структур Западно-Сибирской плиты.— Тюмень, 1971.— С. 5—148.
- Куликов П. К., Погорелов Б. С.** Новые данные о возрасте фундамента Западно-Сибирской плиты и перспективах нефтегазосности доюрских отложений // Тезисы, информ. ВНИИОЭНГ. Нефтегаз. геол. и геофиз.— 1968.— Вып. 1.— С. 3—9.
- Куликов Ю. С.** Новые данные о рельефе и стратиграфии четвертичных отложений гор Хараелах и Мелко-Ламской депрессии // Геология северо-запада Сибирской платформы.— М., 1963.— Т. 133, вып. 1.
- Куликов Ю. С.** Геоморфология северо-запада Средне-Сибирского плоскогорья и прилегающих частей Северо-Сибирской (Таймырской) и Западно-Сибирской низменностей: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Л., 1971.
- Кучин М. И.** Состояние вопроса по исследованию подземных вод Барабинской и Кулундинской степей Западно-Сибирского края // Вестн. ЗСГРТ.— 1932.— Вып. 1.
- Лаврушин Ю. А.** Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— М.: ГИН АН СССР, 1963.— Вып. 87.— 266 с.
- Лаврушин Ю. А.** Современный аллювий равнинных рек степной зоны // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 385—390.
- Лаврова М. А., Троицкий С. Л.** Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— С. 124—136.
- Лазуков Г. И.** К вопросу о стратиграфическом расчленении четвертичных отложений бассейна нижней Оби // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.— Л.: Госгеолтехиздат, 1957.— С. 388—400.
- Лазуков Г. И.** Развитие гидрографической сети северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол., геогр.— 1959а.— № 3.— С. 3—12.
- Лазуков Г. И.** О размерах и характере зырянского оледенения на северо-западе Западно-Сибирской низменности // Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол., геогр.— 1959б, № 4.— С. 209—216.
- Лазуков Г. И.** Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— 1960а.— Вып. 158.— С. 92—116.
- Лазуков Г. И.** О гляциально-морских отложениях на севере Евразии // Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол., геогр.— 1960б.— № 3.
- Лазуков Г. И.** О возрасте селемальных (санчуговских) отложений // Изв. вузов. Сер. геол. и развед.— 1960в.— № 12.
- Лазуков Г. И.** Четвертичные отложения северо-запада Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— Л., 1960.— Вып. 158.
- Лазуков Г. И.** О синхронности и метахронности четвертичных оледенений и трансгрессий // Палеогеография четвертичного периода СССР.— М.: Изд-во МГУ, 1961.— С. 139—149.
- Лазуков Г. И.** Древние погребенные долины на севере Западной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. геогр.— 1962.— № 5.— С. 18—26.
- Лазуков Г. И.** Связь рельефа и четвертичного осадконакопления на севере Западно-Сибирской низменности с неотектоническими движениями // Совещание по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.— Новосибирск, 1965а.

- Лазуков Г. П.** Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965б.— С. 53—62.
- Лазуков Г. П.** Антропоген северной половины Западной Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1972.— 127 с.
- Лазуков Г. П.** Геоморфологическое районирование севера Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири.— М., 1975.— Вып. 5.— С. 20—37.
- Лазуков Г. П., Рейнин И. В.** Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья // Решения и труды Межведомственного совещания по разработке и уточнению унифицированных и корреляционных схем Западно-Сибирской низменности.— Л.: Гостехиздат, 1961.
- Ласточкин А. И., Рейнин И. В.** Палеогеоморфологический анализ севера Западной Сибири // Вопросы региональной палеогеоморфологии.— Уфа, 1966.
- Лаухин С. А.** Стратиграфия четвертичных отложений пшжного течения р. Ангары // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 91—100.
- Левина Т. П.** Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений из приледниковой зоны самаровского оледенения (бассейн Енисея) // Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор.— М.: Наука, 1964.
- Левковская Г. М.** Особенности интерпретации палинологического анализа четвертичных отложений севера Западной Сибири // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 319—324.
- Лидер В. А.** О соотношении мезозойских и современных структур на восточном склоне Северного Урала // Труды Уфимского совещания по геоморфологии и неотектонике Волго-Уральской области.— Уфа, 1960.— С. 301—306.
- Лидер В. А.** Генетическая классификация четвертичных отложений // Антропоген Урала.— Свердловск: Изд-во УФ АН СССР, 1963.— С. 45—59.
- Лидер В. А.** Основные закономерности строения четвертичного покрова Урала и прилегающих к нему равнин // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965.— С. 100—106.
- Лидер В. А.** Четвертичная система // Геология СССР.— 1969.— Т. 12, ч. 1, кн. 1.
- Лисичек Е. А., Миронова Е. А., Сильвестров С. И., Ступинина И. М.** Районирование территории СССР по основным факторам эрозии.— М., 1965.— 233 с.
- Лушгергаузен Г. Ф.** Некоторые итоги аэрогеологических исследований в Западной Сибири (Очерк новейших тектонических движений) // Сов. геология.— 1955.— № 45.— С. 52—77.
- Малолетко А. М.** Новые данные о юрских угленосных отложениях в Алтайском крае // Вестн. ЗСГУ.— 1957.— № 2.
- Малолетко А. М.** Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде // Труды КИЧП.— 1963.— Т. XXII, вып. 27.— С. 165—182.
- Малолетко А. М.** Гиббситовые бокситы Центрального Салаира // Генезис бокситов.— М.: Наука, 1966.— С. 205—215.
- Маркевич В. П.** Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // Проблемы Сибирской нефти.— Новосибирск: РИО, 1963.
- Марков К. К.** О сходстве холмисто-моренного и камового ландшафта // Проблемы физической географии.— 1941.— № 10.— С. 105—106.
- Мартынов В. А.** Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.— М.: Госгеолтехиздат, 1957.— С. 471—484.
- Мартынов В. А.** Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи) // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.— Т. 3.— С. 371—385.
- Мартынов В. А.** Верхпеллюценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 9—22.
- Мартынов В. А., Мизеров Б. В., Шандер Е. В. и др.** Генетические типы четвертичных отложений в опорных разрезах внеледниковой зоны Западно-Сибирской равнины // Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 79—96.
- Мартынов В. А., Никитин В. П.** Межледниковые слои в разрезе Белогорского «материка» на р. Оби // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1964.— Вып. 25.
- Матвеева О. В.** Основные спорные вопросы применения спорово-пыльцевого анализа для расчленения антропогенных отложений Западной Сибири // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965.— С. 320—327.
- Матвеевская А. Л.** Строение современной поверхности и рыхлого покрова в Северо-Западном Присалаирье // Труды горно-геологического ин-та ЗСФАН СССР.— Новосибирск, 1956.— Вып. 15.— С. 129—144.
- Матвеевская А. Л.** Тектоника погребенного палеозойского фундамента Западно-Сибирской низменности // Изв. Вост. фил. АН СССР.— 1957.— № 4—5.

- Матвеевская А. Л.** Стратиграфия девонских отложений Саяно-Алтайской области // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области.— Новосибирск: СНИИГГИМС, 1960.— Т. II: Средний палеозой.
- Матвеевская А. Л.** Герципские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинали системы и ее обрамления // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1969.— Вып. 53.
- Мещеряков Ю. А.** Рельеф СССР (морфоструктура и морфоскульптура).— М.: Мысль, 1972.— 520 с.
- Мизеров Б. В.** Основные черты устройства поверхности Обь-Енисейского междуречья к северо-востоку от р. Васюгана // Труды Горно-геологического ин-та ЗСФАН СССР.— Свердловск, 1956.— Вып. 15.— С. 109—117.
- Мизеров Б. В.** К материалам по сопоставлению четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон восточной части Западно-Сибирской низменности // Труды Межведомственного совещания по доработке стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности.— Л.: Гостехиздат, 1961.— С. 435—447.
- Мизеров Б. В.** Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 245—258.
- Мизеров Б. В., Богдасhev В. А., Кузнецова Г. Ф.** Новейшие тектоничекие движения Обь-Енисейского междуречья и их роль в формировании рельефа // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири.— Новосибирск, 1970.— Т. 3.— С. 29—43.
- Мизеров Б. В., Стрижова А. И.** Основные черты палеогеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичном периоде // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1964.— Вып. 44.— С. 196—216.
- Милюкова П. П.** О некоторых спорных вопросах стратиграфии четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Труды ВСЕГЕИ.— Ленинград, 1961.— Вып. 64.— С. 87—96.
- Мизевриц А. В., Сергеев Е. М.** Покровные отложения правобережья долины р. Оби в ее нижнем течении // Вестн. МГУ. Сер. биол., почв., геол., геогр.— 1958.— № 3.
- Миханков Ю. М.** О происхождении гривного рельефа в южной части Западно-Сибирской низменности // Информ. сб. ВСЕГЕИ.— 1960.— № 29.— С. 69—75.
- Молчанов И. А.** Восточный Саян. Очерки по геологии Сибири.— Л., 1934.— 81 с.
- Монич В. К.** Геоморфологический очерк Кузнецкого Алатау // Тр. ин-та НИГРИзолото.— М.; Л., 1937.— Вып. 6.— С. 137—154.
- Москвитин А. П.** Происхождение рельефа Степного Приобья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1952.— № 2.— С. 111—121.
- Мягков П. М.** Морены ледника Белука // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста.— Томск, 1936.— Вып. 1.— С. 85—106.
- Нагорский М. П.** Несколько замечаний о молодых рыхлых отложениях восточной окраины Западно-Сибирской равнины // Вест. ЗСГТ.— 1938.— № 2.— С. 24—33.
- Нагорский М. П.** Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений Обь-Чумышской впадины // Материалы по геологии Западной Сибири.— Томск, 1941.— № 13 (55).
- Нагорский М. П.** Геологическая карта СССР. Объяснительная записка к листу 0—44 (Колпашево).— М.: Госгеолгиздат, 1951.
- Наливкин Д. В.** Геологическое районирование СССР // Пробл. сов. геол.— 1933.— № 1.
- Наливкин В. Д.** Тектоника мезозойских отложений запада Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— Л., 1959а.— Вып. 140.— С. 254—295.
- Наливкин В. Д.** Тектоника мезо-кайнозойских отложений запада Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— Л., 1959б.— Вып. 140.
- Наливкин В. Д.** Геологическое строение и газонефтепродуктивность Западно-Сибирской низменности // Региональные и структурные проблемы геологии нефти. МГК. 21 сессия.— М., 1960.
- Наливкин В. Д., Симоненко Т. П., Соколов Н. В. и др.** Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных // Сов. геология.— 1961.— № 7.
- Наливкин Д. В.** XXI сессия Международного геологического конгресса // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 1.— С. 118—127.
- Нейштадт М. И.** О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе // Материалы по четвертичному периоду СССР.— М., 1952.— Вып. 3.— С. 25—38.
- Нейштадт М. И.** История лесов и палеогеография СССР в голоцене.— М.: Изд-во АН СССР, 1957.— 403 с.
- Никитин В. П.** Семенные флоры четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности // Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода: Тез. докл.— Новосибирск, 1964.— С. 62—64.
- Никитин С. П.** Бассейн Волги // Труды экспедиции для источников главных рек Европейской России.— СПб., 1899.
- Николаев В. А.** Некоторые новые данные о фауне уинопид Западно-Сибирской низменности // Вестн. ЗСГТ.— 1938.— № 1.— С. 25—31.
- Николаев В. А.** Мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1949.— 11 с.

- Николаев В. А.** Стратиграфия континентальных третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Межведомственное совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири: Тез. докл.— Л., 1956.
- Николаев В. А.** Неотектоника Западно-Сибирской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.— М.: Наука, 1961.— Т. III.— С. 42—44.
- Николаев В. А.** Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология и геоморфология Западной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1962.— С. 4—23.
- Николаев В. А.** Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1963.— 34 с.
- Николаев В. А.** Тектоника мезо-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Западной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1968.— С. 83—108.
- Николаев В. А.** Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины // Западно-Сибирская равнина.— М., 1970.— С. 226—254.
- Николаев В. А.** Рельеф и мелiorация южных равнин Сибири и Дальнего Востока // Проблемы прикладной геоморфологии.— М.: Наука, 1976.— С. 141—163.
- Николаев В. А.** Геоморфологические формации и пути рационального освоения и охраны земельных ресурсов южных равнин Западной Сибири // Геоморфологические формации Сибири.— Новосибирск, 1978.— С. 8—41.
- Николаев В. А.** Геоморфологические формации древних аллювиальных равнин Западной Сибири // Закономерности развития рельефа Северной Азии.— Новосибирск, 1982.— С. 46—58.
- Николаев В. А., Мизеров Б. В., Белецкая И. П. и др.** Рельеф южных равнин Западной Сибири // Закономерности развития рельефа Северной Азии.— Новосибирск, 1982.— С. 11—47.
- Николаев В. А., Пилькевич И. В., Пучкова Д. В.** Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелiorации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия.— Новосибирск, 1979.— С. 166—178.
- Николаев В. А., Проводников Л. Я.** Верхнетазовский свод // Геология и геофизика.— 1960а.— № 3.— С. 24—29.
- Николаев В. А., Проводников Л. Я.** Демьянский свод // Геология и геофизика.— 1960б.— № 12.
- Николаев В. А., Проводников Л. Я.** Верхпеказымский свод // Геология и геофизика.— 1961.— № 5.
- Николаев В. А., Шумилова Е. В.** Четвертичные прареки Западно-Сибирской низменности // Труды ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1962.— Вып. 27.— С. 23—33.
- Николаев И. И.** О строении поймы и аллювиальных отложений // Вопросы теории и прикладной геологии.— 1947.— № 2.— С. 17—33.
- Николаев И. И.** Совещание по проблеме песков и их освоению // Землеведение. Нов. сер.— 1960а.— Т. 5.— С. 5—8.
- Николаев И. И.** Методы изучения и принципы составления карт новейшей тектоники // Землеведение. Нов. сер.— 1960б.— Т. 5.— С. 239—260.
- Николаев С. В.** Стратиграфия неоген-четвертичных отложений Кузбасса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1985.— С. 19.
- Певечера В. Л.** Особенности проявления пучинообразования на севере Западной Сибири // Геокриологические условия.— М., 1983.— С. 110—116.
- Обручев В. А.** Оледенение в Северной Азии // Природа.— 1930.— № 5.
- Обручев В. А.** Молодость рельефа Сибири // К 50-летию научной и педагогической деятельности академика В. И. Вернадского.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935.— Т. 2.
- Обручев В. А.** Геология Сибири.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935.— Т. 1; 1936.— Т. 2; 1938.— Т. 3.
- Обручев В. А.** Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1948.— № 5.— С. 14—22.
- Овчинников Г. Д.** О строении грив в Северо-Казахстанской области // Изв. ВГО.— 1970.— Т. 102, № 3.— С. 293—294.
- Орлов В. И.** Об особенностях распространения некоторых форм рельефа в пределах Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1959.— № 6.— С. 107—111.
- Орлов В. И.** О динамике природы // Изв. ВГО.— 1965а.— № 2.
- Орлов В. И.** О схематической карте хода развития (динамики) природы лесоболотной зоны Западно-Сибирской равнины // Труды Зап.-Сиб. НИГНИ.— 1965б.— Вып. 1.
- Орлов В. И.** Ход развития природы лесоболотной зоны Западной Сибири.— Л.: Недра, 1968.— 176 с.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения.**— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 108 с.
- Панадиани А. Д.** Барабинская низменность.— М.: Географгиз, 1953.— 163 с.

- Парамузин Ю. П. Генетическая классификация озерных котловин и схема районирования СССР по их родам // Второе совещание по вопросам круговорота вещества и энергии в озерных водоемах.— Лиственничное-па-Байкале, 1969.— Ч. 1.
- Петров Б. Ф. Происхождение рельефа Барабы // Бюл. комитета по изучению четвертичного периода.— М.: Изд-во АН СССР, 1948.— № 12.— С. 23—27.
- Петров Е. Н. О природе структур Южного Зауралья // Нефт. хоз-во, 1956а.— № 6.
- Петров Е. Н. Структура мезо-кайнозой юго-западной части Западно-Сибирской низменности // Тр. ГТИ ЗСФАН СССР.— 1956б.— Вып. 15.
- Петров Е. Н. Строение мезо-кайнозойского покрова юго-западной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1956в.
- Петрушевский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1951.— Вып. 4, т. 26.— С. 3—40.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.
- Пилькевич Ю. П. Морфология и динамика уровней озер Барабинской низменности // Оценка природных ресурсов Новосибирской области.— Новосибирск, 1972.— С. 113—118.
- Пилькевич И. В. Гривной рельеф южной части Западно-Сибирской равнины: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— Новосибирск, 1974.— 23 с.
- Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах юга Западно-Сибирской низменности в связи с изучением ее рельефа и проявления неотектоники в Барабе // Докл. АН СССР.— 1952.— Т. 84, № 5.— С. 1041—1044.
- Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах южной части Западно-Сибирской низменности // Вопр. географии.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.— Т. 35.— С. 112—135.
- Покрасс Е. П., Базилевич Н. И. Основные черты геоморфологии и элементы геологии Барабинской низменности // Труды почвенного ин-та.— Новосибирск, 1954.— Т. 42.— С. 5—103.
- Покрасс Е. П., Кац П. Я. Болотообразование в связи с условиями развития рельефа и новейших тектонических движений в Барабинской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1953.— № 5.
- Попов А. И. Вечная мерзлота в Западной Сибири.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.— 230 с.
- Попов А. И. Блочный рельеф на севере Западной Сибири и в Большеземельской тундре // Вопросы физической географии полярных стран.— М.: Изд-во МГУ, 1958.— № 1.— С. 146—154.
- Попов А. И. Перигляциальные и другие зопальные мерзлотные явления (современные и древние) // Вестник МГУ.— 1959.— № 2.— С. 187—199.
- Попов В. И. Палеогеографическая реконструкция наземных равнин и наземных поднятий и их признаки // Методы палеогеографических исследований.— М., 1964.— Сб. 1.— С. 109—144.
- Последний ледниковый покров на северо-западе европейской части СССР.— М.: Наука, 1969.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 214 с.
- Природные условия центральной части Западно-Сибирской равнины/Афанасьева Т. В., Березина Н. А., Василепко В. И. и др.— М.: Изд-во МГУ, 1977.— 112 с.
- Проводников Л. Я.—Элементы строения фундамента южной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным // Тр. ГТИ ЗСФАН СССР.— 1956а.— Вып. 15.
- Проводников Л. Я. О преимуществе геокартирования по геофизическим графикам и возможных ошибках в геологических выводах по картам изоаномал // Докл. АН СССР.— 1956б.— Т. III, № 5.
- Проводников Л. Я. Рельеф складчатого фундамента Западно-Сибирской низменности // Геология и геофизика.— 1960.— № 11.— С. 57—64.
- Проводников Л. Я. Методика структурного картирования и расчетов глубины залегания поверхности складчатого фундамента по магнитным данным на примере Западно-Сибирской низменности // Состояние и перспективы развития геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых. Материалы научно-технической геофизической конференции: Тез. докл.— М., 1961.— С. 516—517.
- Проводников Л. Я. Фундамент платформенных областей Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 272 с.
- Пуминов А. П. О послеледниковых спорово-пыльцевых спектрах севера Сибири // Тр. НИИГА.— 1951.— № 10.— С. 151—174.
- Пуминов А. П. Геологическое строение берегов южной части Енисейского залива // Тр. НИИГА.— Л., 1952.— № 38.— С. 28—35.
- Пуминов А. П. К истории развития растительности на северо-востоке Средне-Сибирского плоскогорья в послезырянское время // Тр. НИИГА.— Л., 1959.— № 102.— С. 138—151.
- Пуминов А. П. Позднеледниковая и голоценовая эпохи на северо-востоке Средне-

- Сибирского плоскогорья по спорово-пыльцевым данным // Палеогеография четвертичного периода севера Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1964.
- Пьявченко Н. И.** О перемещении растительных зон на севере Восточной Европы и Западной Сибири в послеледниковое время // Докл. АН СССР.— 1952.— Т. 84, № 1.— С. 127—130.
- Пьявченко Н. И.** Бугристые торфяники.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 277 с.
- Пьявченко Н. И.** Типы болотообразования в Обь-Енисейском междуречье // Труды первой Сибирской конференции почвоведов.— Красноярск, 1963.
- Равский Э. И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1966.— 32 с.
- Ревердатто В. В.** Основные моменты развития послетретичной флоры Средней Сибири // Сов. ботаника.— 1940.— № 2.— С. 48—64.
- Рихтер Г. Д.** Рельеф и геологическое строение // Западная Сибирь.— М.: Наука, 1963.— С. 22—70.
- Романовский Н. Н.** К теории термокарста // Вестник МГУ. Сер. геол.— 1977а.— № 1.— С. 66—71.
- Романовский Н. Н.** Формирование полигонально-жильных структур.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977б.— 216 с.
- Ростовцев Н. Н.** Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности // Межведомственное совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири: Тез. докл.— Л., 1956а.
- Ростовцев Н. Н.** Тектоника Западно-Сибирской низменности // Труды XX геологического конгресса, 1956б.
- Ростовцев Н. И.** Принципы построения структурных карт и тектонических схем платформенного чехла Западно-Сибирской низменности // Труды СНИИГГИМС.— М.: Гостехиздат, 1961.— Вып. 7.
- Рудкевич М. Я.** Перспективы нефтегазоносности приуральской части Западно-Сибирской низменности // Сов. геология.— 1960.— № 2.
- Рудкевич М. Я., Елисеев Б. А.** Некоторые особенности истории развития локальных поднятий в пределах Туринского выступа как основание оценки перспектив их нефтегазоносности // Тр. СНИИГГИМС. Сер. нефт. геол.— 1960.— Вып. 9.— С. 5—23.
- Сакс В. Н.** Каолины на севере Западно-Сибирской равнины и их значение для познания структуры этой области // Докл. АН СССР.— 1945.— Т. 48, № 9.
- Сакс В. Н.** Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Тр. ГГУ Главсевморпути.— 1946.— Вып. 22.— 75 с.
- Сакс В. Н.** Четвертичные отложения северной части Западно-Сибирской низменности и Таймырской депрессии.— Л.: НИИГА, 1951.— Т. 14.— 114 с.
- Сакс В. Н.** Четвертичные отложения в Советской Арктике.— Л.: НИИГА, 1953.— Т. 77.— 627 с.
- Сакс В. Н.** Стратиграфия мезозойских отложений Усть-Енисейской и Хатангской впадины // Труды межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.— Новосибирск, 1957.
- Сакс В. Н.** Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири // Труды НИИГА.— Л., 1959.— Т. 96.— С. 151—163.
- Сварическая З. А.** Основные этапы развития рельефа юга Западно-Сибирской равнины и ее обрамления // Совещание по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум Геоморф. комиссии): Тез. докл.— Новосибирск, 1965.— С. 36—41.
- Сварическая З. А., Селиверстов Ю. П.** О цикличности и основных этапах рельефообразования // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 169, № 2.— С. 414—417.
- Сварическая З. А., Тэн М. С.** История среднеплиоцен-четвертичного осадконакопления в Павлодарском Прииртышье // Четвертичный период Сибири.— М., 1966.— С. 32—38.
- Сильверстов С. К.** Рельеф и земледелие.— М.: Сельхозгиз, 1955.— 153 с.
- Симонов Ю. Г.** Региональный геоморфологический анализ.— М.: Изд-во МГУ, 1972.— 250 с.
- Симонов Ю. Г., Борсук О. А.** Системный подход в геоморфологии и эрозионно-денудационные морфосистемы // Рельеф и ландшафты.— М.: Изд-во МГУ, 1972.— 250 с.
- Соболев М. Т.** Основные этапы развития растительности Урала в четвертичное время // Антропоген Урала.— Свердловск, 1963.
- Соболевская В. Н.** Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит.— М.: Наука, 1973.— 257 с.
- Соколов В. И.** Геология и перспективы нефтегазоносности арктической части Западно-Сибирской низменности.— Л.: НИИГА, 1960.— Т. 100.— 155 с.,
- Соколов В. Н., Значко-Яворский Г. А.** Новые данные по геологии Гыданского п-ва // Информ. бюл. НИИГА.— 1957.— Вып. 6.
- Сперанский Б. Ф.** Структура палеозойских формаций Обско-Томского междуречья // Сборник по геологии Сибири, посвященный 25-летию юбилею научно-педагогической деятельности проф. М. А. Усова.— Томск, 1933.

- Сперанский Б. Ф. Новое в геологии Западной Сибири // Вестн. ЗСГТ.— Томск, 1937.— № 6.— С. 24—36.
- Сперанский Б. Ф. Результаты работы Западно-Сибирского геологического управления по геологической съемке в 1939 г. // Вестн. ЗСГУ.— 1939.— № 6.— С. 34—49.
- Сперанский Б. Ф. Предварительные геологические результаты работ съемочных партий ЗСГУ в 1940 г. // Вестн. ЗСГУ.— 1940.— № 6.
- Сперанский Б. Ф. Новое в геологии Западной Сибири // Вестн. ЗСГРТ.— 1947.— № 6.
- Сперанский Б. Ф. Объяснительная записка к листу № 43. Геологическая карта СССР.— Омск, 1948.
- Стефановский В. В. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в четвертичный период // Антропоген Урала.— Свердловск, 1963.
- Стефановский В. В. Четвертичные отложения восточного склона Южного Урала и Зауралья // Стратиграфические четвертичные (антропогенные) отложения Урала.— М.: Недра, 1965.— С. 172—190.
- Старосельцев В. С. Четвертичные оледенения и поиски полезных ископаемых валунным методом на северо-западе Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Новосибирск, 1965.
- Стрелков С. А. История ландшафтов низовьев Енисея в четвертичный период // Труды НИИГА.— Л., 1951.— Т. 15.— С. 150 с.
- Стрелков С. А. Новые данные о зырянском оледенении северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья // Труды НИИГА.— Л., 1954.— Т. 43.— С. 165—172.
- Стрелков С. А. Формирование четвертичных отложений северной части Средне-Сибирского плоскогорья в связи с особенностями проявления новейшей тектоники // Труды НИИГА.— Л., 1959.— Т. 102.— С. 152—159.
- Стрелков С. А. О карте четвертичных отложений центральной части севера СССР и дискуссионных вопросах их стратиграфии // Труды Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода.— Л., 1961а.— Т. 1.— С. 99—103.
- Стрелков С. А. Краевые ледниковые образования на севере Западной Сибири // Совещание по изучению краевых образований материкового льда: Тез. докл.— Таллин, 1961б.— С. 36—38.
- Стрелков С. А. О некоторых закономерностях образования и размещения ледниковых отложений Севера СССР // Докл. АН СССР.— 1962а.— Т. 144, № 2.— С. 427—430.
- Стрелков С. А. Районирование севера Западной Сибири по морфологии и генезису ледникового рельефа в связи с динамикой зырянского оледенения // Докл. АН СССР.— 1962б.— Т. 143, № 3.— С. 642—645.
- Стрелков С. А. Генезис ледникового рельефа и краевых образований на равнинах северо-востока Западной Сибири // Труды КИЧП.— М., 1963.— Т. XXI.— С. 118—125.
- Стрелков С. А. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Север Сибири.— М.: Наука, 1965а.— 336 с.
- Стрелков С. А. Этапы проявления новейших тектонических движений на севере Сибири // Четвертичный период и его история.— М.: Наука, 1965б.— С. 197—208.
- Стрелков С. А. Генетическая классификация отложений материкового оледенения в связи с общими закономерностями развития ледникового покрова // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965в.— С. 151—156.
- Стрелков С. А., Загорская П. Г. Принципы и методика составления генетической геоморфологической карты центральной части Севера СССР в масштабе 1:2 500 000 // Материалы второго геоморфологического совещания.— М., 1959.— 40 с.
- Стрижова А. И. Схема четвертичных отложений Кеть-Тымского Приобья // Доклады палеоботанической конференции.— Томск: Изд-во ТГУ, 1962.
- Сукачев В. Н. Иртышская фитопаалеонтологическая экспедиция // Экспедиция Всесоюзной Академии наук 1931 г.— М.: Изд-во АН СССР, 1932.— С. 359—366.
- Сукачев В. Н. Исследования четвертичных отложений Нижнеиртышского края // Экспедиция Всесоюзной Академии наук 1931 г.— М.: Изд-во АН СССР, 1933.— С. 166—178.
- Сурков В. С. Тектонические структуры фундамента Западно-Сибирской плиты, особенности отображения их в гравитационном и магнитном аномальных полях // Региональные геофизические исследования в Сибири.— Новосибирск, 1967.— С. 49—58.
- Суходровский В. Л. Экзогенные процессы рельефообразования на севере Западной Сибири // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири.— Якутск, 1972.— С. 53—63.
- Суходровский В. Л. Особенности морфогенеза современных и древних аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Проблемы геокриологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— С. 96—107.
- Суходровский В. Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне.— М.: Наука, 1979.— 280 с.

- Суходровский В. Л. Антропогенное врагообразование в мерзлотных условиях // Геоморфология.— 1984.— № 2.— С. 90—95.
- Сухоруков А. М. Речные террасы и возраст слагающего их аллювия на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье // Стратиграфические четвертичные (антропогенные) отложения Урала.— М.: Недра, 1965а.— С. 152—154.
- Сухоруков А. М. Основные черты развития гидросети и аккумуляции аллювия в антропогенном периоде на восточном склоне Урала и в Зауралье // Основные проблемы изучения четвертичного периода.— М.: Наука, 1965б.— С. 254—262.
- Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа // Труды геологической части кабинета ЕИВ.— Спб., 1902.— Т. V.— 166 с.
- Танфильев Г. И. Избранные географические работы.— М.: Географгиз, 1953.
- Тезисы докладов Совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока: V пленум Геоморфологической комиссии.— Новосибирск, 1965.— 277 с.
- Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР // Пробл. сов. геол.— 1933.— № 1.
- Тимашов Е. И. Интенсивность образования болот в Западной Сибири // Природа.— 1979.— № 5.— С. 118—119.
- Толмачев И. П. Формы поверхности и строение земной коры в пределах Западной Сибири/Под ред. Семенова-Тяп-Шанского В. П.— Спб., 1907.— Т. XVI: Западная Сибирь.
- Троицкий С. Л. О масштабах оледенения Урала в четвертичном периоде // Четвертичный период Сибири.— М.: Наука, 1966.— С. 202—209.
- Троицкий С. Л. Современный антигляциализм (критический очерк).— М.: Наука, 1975.— 163 с.
- Трофимов В. Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты.— М.: Изд-во МГУ, 1977.— 278 с.
- Туаев Н. П. Очерки по геологии и нефтегазосности Западно-Сибирской низменности.— Л., 1941.— 141 с.
- Тыртиков А. П. Вечная мерзлота и растительность // Международная конференция по мерзлотоведению: Доклады и сообщения.— 1973.— Вып. 2.— С. 68—74.
- Тыртиков А. П. О термокарсте на севере Западной Сибири.— М.: Изд-во МГУ, 1976.— Вып. 6.— С. 114—121.
- Уваркин Ю. Т. К истории развития термокарстовых образований в арктической тундре Западной Сибири // Палеоэкология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. К IX конгрессу Международной ассоциации по изучению четвертичного периода. Новая Зеландия.— М.: Наука, 1973.— С. 60—65.
- Усов М. А. Элементы геоморфологии и четвертичной геологии.— Томск: Изд-во ЗСГУ, 1934.— 97 с.
- Усов М. А. Основные результаты работ ЗСТТ по изучению четвертичной геологии Западной Сибири // Вестник ЗСГТ.— Тюмень, 1937.— № 1.— С. 1—16.
- Фельдман Г. М. Термокарст и вечная мерзлота.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 254 с.
- Фениксова В. В. Лессовые отложения юго-востока Западно-Сибирской низменности // Всесоюзное межведомственное совещание по изучению четвертичного периода: Тез. докл.— М., 1957.— С. 48—50.
- Фениксова В. В. Строение неоген-четвертичного покрова вледниковой зоны Западно-Сибирской низменности // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1964.— № 6.— С. 3—19.
- Фиалков Д. Н. Современные вертикальные движения земной коры в Западно-Сибирской низменности по материалам повторных нивелировок повышенной точности // Изв. Омск. отдела ВГО.— 1936.— № 1.— С. 67—74.
- Фиалков Д. П. Грядовые формы рельефа Западно-Сибирской низменности // Зап. Омского ГО СО АН СССР, 1964.— Т. 1 (40).
- Финаров Д. П. Кайнозойские отложения Минусинского межгорного прогиба и северо-западной части Восточного Саяна // Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода; секц. стратигр.: Тез. докл.— Новосибирск, 1964.— С. 99—102.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— М.: Наука, 1960.— 258 с.
- Флоренсов Н. А. О рациональных границах геоморфологического анализа и некоторых временных определениях // Геоморфология.— 1971.— № 1.— С. 39—46.
- Флоренсов Н. А. Геоморфологические формации // Проблемы эндогенного рельефообразования.— М.: Наука, 1976.— С. 389—420.
- Флоренсов И. А. Очерки структурной геоморфологии.— М.: Наука, 1978.— 238 с.
- Фолитарек С. С. Некоторые вопросы охраны и преобразования природы // Охрана и преобразование природы лесостепи Западной Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 3—7.
- Фрадкин М. М. О двукратном оледенении Западно-Сибирской низменности // Докл. АН СССР.— 1939.— Т. 24.— № 4.

- Фрадкин М. М.** Петрографический состав валунов на севере Западно-Сибирской низменности // Бюл. ком. по изуч. четверт. периода.— 1946, № 8.— С. 82—94.
- Худяков Г. И.** К стратиграфии четвертичных отложений правобережья р. Иртыша от с. Утыма до с. Демьянского // Труды Томского ун-та.— Томск, 1956.— Т. 133.
- Худяков Г. И.** Степень унаследования морфоструктурами более древних тектонических форм Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика.— 1964.— № 3.
- Худяков Г. И.** Геоморфотектоника юга Дальнего Востока.— М.: Наука, 1977.— 255 с.
- Цейтлин С. М.** Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири.— М.: Наука, 1964.— 187 с.
- Цейтлин С. М.** О расчленении последнего ледникового Сибири // Четвертичный период и его история.— М.: Наука, 1965.— С. 175—182.
- Чедия О. К.** Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования.— Фрунзе: Илим, 1971.— 332 с.
- Черский П. Д.** Очерк геогностического строения окрестностей г. Омска // Отд. РГО.— 1872.— Т. IV.— № 2.
- Черский П. Д.** О послетертичных образованиях Сибири // Тр. Слб. общ. ест.— 1887.— Т. XVIII.
- Черский П. Д.** Геологические исследования сибирского почтового тракта // Приложение к 59-му тому «Записок АН».— Спб, 1888.— № 2.— 145 с.
- Чочиа Н. Г.** Тектоническое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— 1960.— Вып. 158.— С. 230—255.
- Чочка Н. Г.** Тектоника северной половины Западно-Сибирской низменности // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности (мат. совещ. в Москве).— М., 1965.— С. 217—224.
- Шаманова И. П.** О ландшафтообразующей роли термокарста // Изв. АН СССР. Сер. геогр.— 1983.— № 6.— С. 109—113.
- Шанцер Е. А.** Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Труды ИГиН АН СССР. Сер. геол.— 1951.— Вып. 135.— 275 с.
- Шанцер Е. В.** Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— М.: Наука, 1966.— 239 с.
- Шатский Н. С.** Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала // Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. сер.— М.: МОИП, 1945.— Вып. 2(6).
- Шатский Н. С.** Мезо-кайнозойская тектоника Центральной Казахстана и Западно-Сибирской низменности // Памяти академика А. Д. Архангельского.— М., 1951.
- Шатский П. С.** О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1954.— № 5.
- Шахов Ф. П.** Геологические исследования на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут // Материалы по геологии Западно-Сибирского края.— 1933.— № 5.
- Шацкий С. Б.** Стратиграфия четвертичных отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности // Труды Томск. гос. ун-та.— 1956.— Т. 133.— С. 115—123.
- Шацкий С. Б.** Четвертичные оледенения Западно-Сибирской низменности // Труды ВНИГРИ.— Л., 1958.— Вып. 114.
- Шевелева Н. С., Хомичевская Л. С.** Геокриологические условия Енисейского Севера.— М.: Наука, 1967.— 128 с.
- Шинь П. С.** Оледенение Кузнецкого Алатау.— М.: Наука, 1980.— 84 с.
- Штрейе Н. А.** Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала.— М.: Изд-во АН СССР, 1951.— Т. III: Тектоника СССР.— 879 с.
- Шубаев Л. П.** Сургутское Полесье Западно-Сибирской низменности // Изв. ВГО.— 1956.— Т. 88.— Вып. 2.
- Шумилова Е. В.** Террасы р. Томи в ее среднем течении // Материалы по геологии Западно-Сибирского края.— Томск, 1934.— Вып. 8.
- Шумилова Л. В.** О расчленении Сибири на ботанико-географические провинции // Вопр. географии Сибири.— Томск, 1949.— № 1.
- Щур Ю. Л.** Термокарст (к теплофизическим основам учения о закономерностях развития процесса).— М.: Недра, 1977.— 80 с.
- Щукин И. С.** Общая геоморфология.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— Т. I.— 615 с.
- Щукин И. С.** Общая геоморфология.— М.: Изд-во МГУ, 1964.— Т. II.— 564 с.
- Щукина Е. П.** Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Труды ГИН СССР.— 1960.— Вып. 26.— С. 127—164.

- Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины // Изв. Зап.-Сиб. отдела РГО.— 1926.— Т. 5.
- Эдельштейн Я. С. Геоморфологический очерк Западно-Сибирской низменности.— 1936.— 86 с.
- Якименко Э. Л., Порядин В. С. Методы тренд-анализа рельефа Восточной Якутии // Геоморфологические формации Сибири.— Новосибирск, 1978.— С. 93—115.
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мапгышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1948.— № 5.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития.— 1953.— 746 с.
- Яншин А. Л. Современное состояние стратиграфии третичных отложений в Западной Европе и задачи ее разработки в СССР // Совещание по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области: Тез. докл.— Баку, 1955.
- Яншин А. Л. Тектонические карты континентов и мира // Физико-географический атлас мира.— М.: ГУГК, 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (В. А. Николаев)	3
К истории развития представлений о рельефе (В. А. Николаев)	5
Орогидрография (В. А. Николаев)	8
Геологическое строение (В. А. Николаев)	17
Фундамент Западно-Сибирской равнины	—
Геологический очерк	20
Структуры платформенного чехла	39
Новейшая тектоника	52
Основные этапы развития рельефа	56
Экзогенные процессы и формы рельефа	58
Рельеф и этапы формирования современной речной сети (Б. В. Мизеров)	—
Реставрация ложбин стока (В. А. Николаев, Д. С. Синельников)	78
Гривный рельеф юга Западно-Сибирской равнины (И. В. Пилькевич)	81
Озерные районы Западно-Сибирской равнины (И. П. Белецкая)	93
Оледенение и рельеф (А. А. Земцов)	99
Криогенный рельеф (В. Л. Суходровский)	114
Геоморфологическое районирование (В. А. Николаев)	125
Рельеф и мелиорация	130
Палеогеография голоцена Западно-Сибирской равнины (В. А. Николаев)	131
О пространственной изменчивости природных условий сельскохозяйственной зоны Сибири (В. А. Николаев)	133
Морфология рельефа южных равнин Западной Сибири (А. Г. Гриценко, В. А. Николаев)	138
Геоморфологическое районирование сельскохозяйственной зоны Западно-Сибирской равнины (В. А. Николаев)	139
Основные направления мелиоративного освоения Западно-Сибирской равнины (В. А. Николаев)	146
Заключение (В. А. Николаев)	171
Литература	174

Научное издание

Земцов Алексей Анисимович
Мизеров Борис Вадимович
Николаев Владимир Александрович и др.

РЕЛЬЕФ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ
РАВНИНЫ

Редактор издательства *Л. М. Агентьева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Л. Л. Мордохович*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *Е. Л. Гальперина, Н. В. Шипицына*

ИБ № 34355

Сдано в набор 07.12.87. Подписано к печати 03.10.88.
МН-01665. Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская
№ 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл.
печ. л. 16,8 + бандероль. Усл. кр.-отт. 17,8. Уч. изд.
л. 19. Тираж 1000 экз. Заказ № 1213. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение. 630099, Новоси-
бирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Ново-
сибирск, ул. Станиславского, 25.

Список замеченных опечаток

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
66	19 снизу	обоих	обеих
68	6 сверху	выравнивая	выравнивания
82	20 снизу	определять	определить
95	5 снизу	40 %	48 %
147	2 сверху	раскрывают	раскрывает

«Рельеф Западно-Сибирской равнины»