

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

ВЫПУСК СЕДЬМОЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

Томск — 1973

Географическое общество СССР Томский отдел
ТОМСКИЙ ОТДЕЛ
ТОМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени В. В. КУЙБЫШЕВА

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

ВЫПУСК СЕДЬМОЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1973

Редактор — доцент,
кандидат географических наук А. А. Земцов

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ

А. П. Бычков (председатель), проф. М. П. Кортусов (зам. председателя), доц. Э. С. Воробейчиков (зам. председателя), доц. А. И. Зубков (ученый секретарь), Л. Г. Мордовина (директор издательства), проф. Г. А. Медведев, проф. Р. Н. Щербаков, проф. В. И. Гаман, доц. А. Д. Колмаков, проф. А. В. Сапожников, проф. М. А. Кривов, проф. В. А. Пегель, проф. А. В. Положий, проф. М. В. Тронов, проф. В. В. Серебrenников, проф. А. И. Ким, проф. И. М. Разгон, доц. А. П. Бородавкин, проф. Ф. З. Канунова, проф. А. К. Сухотин, М. Р. Филлимонов, (директор научной библиотеки), секретарь парткома университета М. П. Якубеня.

2-8-2



ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА, 1973 г.

МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ ТРОНОВ

(к 80-летию со дня рождения)

В ноябре 1972 года исполнилось 80 лет со дня рождения выдающегося географа нашей страны, одного из основоположников советской школы гляциологии, неутомимого исследователя Алтая, лауреата Государственной премии, доктора географических наук профессора Томского университета Михаила Владимировича Тронова.

Михаил Владимирович родился 18 ноября 1892 года в г. Змеиногорске, бывшей Томской губернии, в семье военного врача В. Д. Тронова, принимавшего активное участие в исследовании природы высокогорного Алтая и за открытие ледников в верховьях рек Бухтармы и Алахи награжденного Русским Географическим обществом двумя серебряными медалями.

Годы учебы Михаила Владимировича связаны с Москвой, где он окончил с золотой медалью 10-ю гимназию, а затем поступил на физико-математический факультет Московского университета.

К тому времени, когда определились первые юношеские устремления двух сыновей В. Д. Тронова — Бориса и Михаила, — Алтай ледниковый был открыт профессором Томского университета В. В. Сапожниковым. Однако открытые им два ледниковых центра в Русском Алтае к моменту начала работ Троновых были известны лишь в самых общих чертах. В 1911 году В. В. Сапожников совершает свою последнюю поездку на ледники Алтая, а в следующем, 1912 году, состоялась первая экскурсия братьев Троновых в истоки Ак-Кабы.

За первой, кратковременной поездкой, последовали многочисленные экспедиции. В одну из них они первыми ступили на девственные снега высшей вершины Сибири и Алтая — Белуху. Развевая легенда об обиталище горных духов, жилище бога Ульгения. Правда, на спуске, смельчаки едва не поплатились жизнью, сорвавшихся спас мощный снежный покров, затормозивший падение, и восходители благополучно спустились к подножию вершины. Так, первое в истории альпинизма Сибири восхождение завершилось взятием ее первой по высоте вершины.

Продолжая славные традиции Томского университета в изучении ледников Алтая, заложенные В. В. Сапожниковым, Михаил Владимирович посетил почти все долины Горного Алтая, покори ряд высоких и трудных вершин, в том числе и Кыйтын, вторую по высоте после Белухи. Им открыто более половины всех известных на Алтае ледников, установлено, что Алтай является одним из крупнейших центров оледенения СССР.

Гляциология имеет свой особый объект и методы исследования и, кроме того, стоит на стыке нескольких географических дисциплин — гидрологии, климатологии и метеорологии, геоморфологии, четвертичной геологии, палеогеографии и ландшафтоведения. В нашей стране развитию гляциологических исследований придается особое значение, а советская школа гляциологии, характеризующаяся комплексностью исследований, снискала себе заслуженное признание и уважение ученых всех стран мира. Одним из основателей этой школы является Михаил Владимирович Тронов.

Благодаря его заботам и интенсивной работе в Томском университете возникает один из немногих гляциологических центров нашей страны. В исследованиях томских гляциологов широко применяется комплексный географический метод, включающий наряду с ледниковыми исследованиями изучение гидрологии, климата и геоморфологии ледниковых бассейнов Алтая.

Если в проведении Второго Международного полярного года (1932—1933) участвовало лишь несколько томских ученых, то во время работ Международного геофизического года (1957—1959) Алтайская ледниковая экспедиция во главе с Троновым насчитывает до 30—40 человек. Детальными работами охвачен бассейн р. Чуи — правый приток Катунь. Организованы две метеорологические станции. Проведены геофизические исследования на главных ледниках бассейна.

Ледниковые исследования продолжают и в последующие годы. Томские гляциологи принимают активное участие в проведении разнообразных гляциологических наблюдений по программе Международного гидрологического десятилетия (1966—1975), ими составляется каталог ледников бассейна Катунь. Эти работы также возглавляет М. В. Тронов.

Имя Тронова давно и прочно вошло в географическую науку и с уважением произносится как в нашей стране, так и за рубежом. Он не только знаток высокогорного Алтая, но и один из старейшин отечественной гляциологии. Заслуженную славу ученому принесли его многочисленные научные труды, посвященные самым различным гляциогидроклиматическим вопросам.

Научная деятельность Михаила Владимировича распадается на два периода. Первый из них — с выхода из печати первой статьи «Восхождение на Белуху» (1915 г.) продолжается до 1948 года. За это время неутомимый исследователь собрал колоссальный материал по современному оледенению Алтая, опубликовал большое число статей, посвященных его анализу. Блестящим завершением этого периода явились две монографии: «Современное оледенение Алтая» (1948 г.) и «Очерки оледенения Алтая» (1949 г.), общим объемом более 80 печатных листов, удостоенные Государственной премии II степени и премии Томского университета. В книгах приводится характеристика 754 ледников, дается законченное общее физико-географическое описание высокогорного Алтая, характеризуются связи оледенения с климатом, рельефом и речной сетью, выводятся многие общие закономерности эволюции ледников. Первые монографии М. В. Тронова — это одновременно и первые в СССР работы подобного плана, освещающие горно-ледниковый район с общегеографических позиций. Недаром Л. С. Берг называл труды М. В. Тронова по Алтаю замечательными.

Собранный материал послужил основой для фундаментальных теоретических исследований в области гляциоклиматологии, составляющих второй период научной деятельности М. В. Тронова. В 1954 году выходит в свет монография «Вопросы горной гляциологии». Содержание ее сохраняет определенную связь с алтайскими материалами и выво-

дами, затронутыми в предыдущих работах, но она ни в какой мере не является простым повторением прежнего, компиляцией уже опубликованных выводов. В основе ее лежит гляциоклиматическая теория развития ледников. Рассматривается: 1) различная степень устойчивости ледников в связи с неблагоприятными изменениями климата; 2) обратимость и необратимость ледниковых процессов, связанных с колебаниями климата; 3) принцип соответствия, в частности, объясняющий нарушение целостности и дальнейший распад части крупных ледников, занимающих «слишком большие» бассейны; 4) положение о двух уровнях нулевого баланса снега — на ледниках и каменной поверхности; 5) способ (метод) определения высоты хιονосферы на основе использования высотного градиента числа дней со снежным покровом в году; 6) представление о чередовании в истории оледенений периодов или этапов развития, подчиненного климату, и этапов самостоятельного развития, лишь подготовленного климатом; 7) частная теория подпруживания ледников и значение подпруживания льда в развитии горных ледников; 8) разработка метода построения балансовых кривых в целях выяснения некоторых общих закономерностей развития ледников и применение метода построения балансовых кривых к покровному оледенению. Все эти вопросы имеют важное значение при выяснении условий существования современного и древнего оледенения. И, наконец, особое место занимает проблема малых форм оледенения, впервые поднятая М. В. Троновым на алтайских материалах. В настоящее время она переросла в общегляциологическую проблему, поскольку оказалось, что малое оледенение — универсальная форма существования ледников во всех горно-ледниковых районах Земного шара. Монография «Вопросы горной гляциологии» стала настольной книгой каждого гляциолога.

Дальнейшее развитие гляциологической теории относительно снеговой линии мы находим в монографии «Вопросы связи между климатом и оледенением», вышедшей в Томске в 1956 г.

Два года спустя Михаил Владимирович сдает в печать учебное пособие «Основы гляциоклиматологии», микрофильмированное в Ленинграде. По словам Президента Географического общества СССР члена-корреспондента АН СССР С. В. Калесника, эта работа «написана с обычных для Тророва творческих позиций и поэтому изобилует рядом оригинальных мыслей, и эта книга называется учебным пособием, а по существу представляет серьезный вклад в науку».

Подготовку монографий, большого числа статей Михаил Владимирович сочетает с большой организационной работой по выполнению программных наблюдений в период Международного геофизического года. Обработанные материалы МГГ изложены в четырех томах и сданы в Международный центр данных. Одновременно с подготовкой этих материалов в издательстве Томского университета выходит книга «Проблемы развития ледников». В небольшой по объему книге освещаются очень важные вопросы развития и саморазвития ледников и ледниковых покровов.

В 1966 году Гидрометеониздат выпустил книгу М. В. Тронова «Ледники и климат». В ней, как и в двух предыдущих монографиях, рассматривается оледенение земного шара, а не только Алтая.

С 1962 года университет выпускает сборник «Гляциология Алтая», их редактор и автор многих статей М. В. Тронов. В самых последних работах рассматриваются теоретические вопросы, связанные с МГД, а именно — формирование речного стока в горно-ледниковых бассейнах. Основные положения, разработанные М. В. Троновым, довольно подробно изложены в монографии С. В. Калесника «Очерки гляциологии» (1963 г.), в книге Г. К. Тушинского «Ледники, снежники, лавины»

(1963 г.) и отчасти в учебном пособии И. С. Щукина «Общая геоморфология» (1960 г.).

Михаил Владимирович участвовал в трех Международных гляциологических симпозиумах, в работе Географических съездов, Всесоюзных гляциологических симпозиумах, различных совещаниях, где выступал с интересными докладами. Он активно участвует в разнообразных дискуссиях по вопросам гляциологии, пишет отзывы на статьи, монографии и диссертации.

Отличный знаток Алтая Михаил Владимирович постоянно консультирует всех интересующихся вопросами климата, гидрологии, гляциологии. Алтай. К первопроходцу многих вершин часто обращаются альпинисты, а в летнее время Михаил Владимирович нередко читает лекции для участников альпинистского лагеря «Актру», расположенного по соседству с базой ледниковой экспедиции Томского университета.

Огромную научно-исследовательскую работу Михаил Владимирович сочетает с разносторонней педагогической деятельностью. Старейший работник и патриот Томского университета, он на протяжении 45 лет читает различные курсы лекций для студентов. Это — геофизика и метеорология, земной магнетизм и физика атмосферы, методы полевых исследований и динамика атмосферы и, конечно же, гляциология и климатология. В числе его учеников 2 доктора и 12 кандидатов наук (гидрологов, климатологов, гляциологов).

Михаил Владимирович постоянно дружит со спортом. Его спортивные интересы обширны, но любовь его — шахматы. Чемпион Сибири и Дальнего Востока 1921 и 1928 годов, обладатель первых призов России за составление шахматных композиций, опасный шахматный дуэлянт в матчах и сеансах одновременной игры, он в то же время является превосходным альпинистом, удачам которого могут позавидовать многие горновосходители. Постоянные занятия гимнастикой — источник его бодрости и силы.

Своим самоотверженным трудом во славу советской науки он заслужил уважение и признательность большого коллектива преподавателей, студентов университета, гляциологов и географов нашей страны. Его имя присвоено ледникам на Урале и Тянь-Шане. На Алтае им впервые покоренная вершина Маашей-Баш носит имя Тронова, а один из крупных ледников Белухи назван ледником Братьев Троновых.

Михаил Владимирович Тронов — это человек большой душевной чистоты, сердечности, чуткости и внимания к окружающим его людям, что, однако, не мешает ему быть принципиальным в решении больших и малых проблем науки и жизни.

Самоотверженная работа Михаила Васильевича служит для всех географов примером творческого горения в науке, образцом энергии, бодрости, энтузиазма.

*В. С. Ревякин, П. А. Окишев,
Н. В. Рутковская, А. А. Земцов*

О ТЕОРЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА АЛТАЕ

М. В. ТРОНОВ

В некоторых горно-ледниковых бассейнах на Алтае в настоящее время выполняются исследования по обширной программе Международного гидрологического десятилетия. Составляется также полный каталог ледников Алтая. В отличие от организации работ в прежние годы теперь большое участие в исследованиях принимает Западно-Сибирское управление гидрометеослужбы. Усилилась практическая сторона ледниковых исследований, увеличилась и общая их интенсивность. Теоретическое значение исследований также возросло, особенно в связи с их гляцио-гидроклиматической комплексностью. В этой связи отмечается то «прикладное» значение ледниковых исследований на Алтае, что они могут быть хорошей базой для выполнения диссертационных работ.

1. Две стороны в оценке теоретического значения ледниковых исследований на Алтае

Первая сторона заключается в следующем. Число регионов горного оледенения на земном шаре в общем ограниченное; поэтому сведения о каждой ледниковой стране имеют определенное «глобальное» значение. К Алтаю это должно быть отнесено особенно по причине ряда важных свойств оледенения, о чем будет сказано ниже.

Вторая сторона связывается с решением вопроса о том, как от обобщений, хорошо обоснованных наблюдениями в одной горной стране, можно перейти к выводам о закономерностях общегляциологического характера. Ведь материалы, собранные в одной области оледенения, могут быть односторонними и характеризовать частные, а не общие закономерности.

В этой связи вспоминается работа К. К. Маркова «Современные проблемы гляциологии и палеогляциологии» (1946), в которой автор подчеркнул ошибочность тенденции, существовавшей много лет, слишком легко обобщать частные закономерности, обнаруженные в Альпах, и переносить их на другие горно-ледниковые страны. Такое предостережение не потеряло силы и в настоящее время. Но вместе с тем справедливо и другое положение, на первый взгляд как бы противоположное. Обоснованные выводы, касающиеся ледников одного, по существу любого района, отражают в определенной мере и общие закономерности. Чтобы найти в частных выводах общегляциологическую

сторону, надо определить рамки или пределы, или условия их применимости. «Меру общности» таких выводов бывает возможно оценить при помощи сравнительного географического анализа, а иногда рассчитать математически. Так, например, по следам древнего оледенения Алтая в ряде случаев (Ивановский, 1956) устанавливается факт подпруживания древних ледников, объясняемый большой площадью аккумуляции снега и узостью выводных долин. Вместе с тем неизбежность такого подпруживания, если долина узка и значителен расход ледяного потока, легко доказывается простыми численными расчетами (Тронов, 1954). Пример Алтая показывает, что такие возможности обобщений очень разнообразны, что они обогащают теоретический фундамент гляциологии.

2. О теоретическом значении ледниковых исследований В. В. Сапожникова на Алтае

В научном мире хорошо известны географические исследования профессора Томского университета В. В. Сапожникова, в частности, его сочинения по географии Алтая. Главные из них — «Катунь и ее истоки» (1901) и «Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо» (1911). Большое внимание в них уделено изучению ледников Алтая. В географической литературе, в разных источниках вполне правильно отмечено, что именно В. В. Сапожникову принадлежит честь и заслуги открытия Алтая как ледниковой страны. Вместе с тем в литературе не отмечено теоретическое значение его работ в области гляциологии.

1. В четко составленных описаниях у В. В. Сапожникова ледники выступают как элемент высокогорного ландшафта вместе с рельефом, климатом, растительностью и горными реками. Демонстрируется ценное в научном отношении применение географического метода в гляциологии. Несмотря на отсутствие многих численных данных, получены выводы, характеризующие физико-географический комплекс ледникового Алтая и в основном подтверждаемые новыми наблюдениями. Эти выводы и сегодня сохраняют свое значение и, в частности, используются в общем планировании дальнейшего изучения высокогорного Алтая.

Приведем такой пример. Для понимания и организации систематического изучения климата, оледенения и гидрологического режима рек Алтая важное значение имеет представление о внутренних гляцио-гидроклиматических центрах горной страны как Белуха, Биш-Иирду, Южно-Чуйский, Южно-Алтайский и некоторые второстепенные. Сейчас оно обосновывается многими численными данными: о высотах снеговой линии и границе леса, о размерах оледенения, о расходах воды в реках. Обилие воды в речных потоках Белухи и Биш-Иирду, многоводность Чаган-Узуна, начинающегося от ледников Южно-Чуйского хребта, и Алахи, питаемой от ледников Южного Алтая,— это самые наглядные показатели значения таких центров. Но географически они выделены еще Сапожниковым при помощи ландшафтных характеристик, которые шире рамок точных наблюдений и которые до сих пор не потеряли своего значения.

2. Открытие крупных ледников на Алтае, существенно пополнившее общие сведения о современном оледенении Земного шара, явилось также убедительным доказательством того, что условия континентального климата могут быть благоприятными для оледенения, хотя и не в такой степени, как морского. Сейчас известно, что и климат Якутии не так уж «плох» для оледенения, но оледенение Алтая в этом отношении показательно благодаря большой гидрологической активности ледников. В трудах Сапожникова нет данных о расходах воды ледниковых рек Алтая, но описания и фотографии очень убедительны.

3. В. В. Сапожниковым при помощи реперов было зафиксировано положение концов у целого ряда ледников. Это позволило определить величину отступания ледников Алтая, начиная с конца прошлого столетия. Съемки ледников в экспедициях Сапожникова и в не меньшей степени многочисленные четкие фотографии также позволяют судить о происшедших с ледниками изменениях. Самый факт сокращения и отступления ледников на Алтае отнюдь не представил чего-то нового. Однако полученные для Алтая данные имеют некоторое руководящее значение по следующим причинам: 1) на территории Европы и Азии под широтой в 50° нет других, кроме Алтая, горных стран с крупным оледенением; 2) концы крупных ледников спускаются в низко расположенные пологие долины, что способствует четкому распознаванию разновозрастных моренных систем и даже отдельных моренных валов; 3) кроме того, многие ледники Алтая имеют большое вертикальное протяжение (до 2000 м и более), т. е. реагируют в равной мере на изменения и температурного режима, и количества осадков.

Естественно и понятно, что после открытий Сапожникова интерес к Алтаю среди географов, в частности гляциологов, возрос необычайно. В большой мере этому способствовала теоретическая ценность работ Сапожникова.

3. Две монографии, посвященные оледенению Алтая, и этапы теоретического обобщения материалов

В 1948—1949 гг. книги «Современное оледенение Алтая» и «Очерки оледенения Алтая» (Тронов, 1948, 1949) ознакомили собой возможно полную сводку новых данных о размерах современного оледенения Алтая: общее число ледников 754, их примерная площадь — 600 кв. км. По числу ледников это в 15 раз больше, чем было известно Сапожникову, а по площади — в 4 раза. В настоящее время, главным образом благодаря изучению аэрофотосъемочных материалов и обнаружению очень многих малых ледников, общее число известных на Алтае ледников возросло еще почти в полтора раза. Тем не менее сводка 1949 г. явилась относительно полной в смысле характеристики не только главных ледниковых узлов, но и всего оледенения Алтая, распространенного на большое протяжение менее высоких хребтов, существующего в разнообразных условиях не только рельефа, но и местного климата.

Несомненное богатство оледенения Алтая в смысле разнообразия четко выраженных связей оледенения с климатом и рельефом, а также богатство накопленных материалов позволили, во-первых, усилить теоретические части указанных монографий до степени самостоятельного исследования и, во-вторых, наметить определенные пути для дальнейших теоретических разработок и обобщений.

Методический интерес представляет попытка разделения таких разработок по этапам: каким путем те или иные региональные обобщения, естественные и надежные при большом количестве фактического материала, могут перерастать в общегляциологические выводы. Такой процесс не возникает сам собой, а требует строго продуманных логических построений, а также специального подбора сравнительных материалов по другим регионам оледенения.

Собственно региональные выводы по Алтаю представляют несомненный общегляциологический интерес, так как в общем ряду регионов оледенения Земного шара Алтай занимает свое особое место. Алтайское оледенение базируется на некоторых благоприятных

для существования ледников свойства континентального климата Алтая. Оно связывается с сохранившимся до настоящего времени в большой мере соответствием между гляциальными формами рельефа как вместилищами ледников, условиями климата и самими ледниками. Очень важную роль играет концентрация атмосферных осадков в ледниковых бассейнах, и, если бы осадки распределялись равномерно по склонам хребта, то оледенение наверняка сократилось бы вдвое. Широкое территориальное распространение оледенения Алтая представлено многими сотнями малых ледниковых образований в карах и роль последних показывается более универсально, чем на Урале.

Эти и другие интереснейшие свойства Алтая как ледниковой страны так или иначе упоминаются и описываются в монографиях 1948 и 1949 годов. Большую роль в этом отношении сыграли широкие возможности сравнительных анализов условий оледенения в разных пунктах территории ледникового Алтая. Можно подобрать пары однотипных (по морфологическому типу) ледников, залегающих в существенно различных условиях климата, и, наоборот, пары разнотипных ледников в сходных климатических условиях. На базе таких сравнительных анализов, требующих детализированных исследований, за последние годы намного усовершенствованы как частные, так и обобщенные сведения об оледенении Алтая, о взаимодействии факторов оледенения. Все эти вопросы требуют еще особого рассмотрения.

В процессе обоснования и разработки обобщающих обобщений, основываясь на большом опыте использования исследований на Алтае, мы можем выделить отдельные стороны, разделяющиеся по этапам.

Первый этап, который можно назвать собственно алтайским — это поиски теоретически важных случаев в многолетних накопленных материалах наблюдений. Суть дела в том, что в каждой горной стране можно найти некоторые, характерные для нее типичные образы особо четко выраженного взаимодействия факторов оледенения, примеры подчеркнутого действия тех или иных факторов. После соответствующей аналитической обработки такие случаи становятся опорой для теоретических выводов. Ошибочно было бы считать, что в этом отношении каждая горная страна представляет равные возможности, и вполне правильно подчеркнуть чрезвычайное богатство форм и результатов взаимодействия факторов оледенения на Алтае.

Характерных для Алтая и важных в теоретическом отношении примеров можно привести очень много и многие из них будут рассматриваться подробно. Укажем здесь на пример летних снегопадов, которые для оледенения Алтая являются фактором «первой величины» или «первого порядка». Причина понятия и заставляет обратить особое внимание на летние снегопады на Алтае как ледниковое явление: ведь для ледникового Алтая, в связи с его географическим положением, равноправны, но противоположны по действию, с одной стороны, длительное заполнение атмосферного пространства тропическим воздухом, а с другой — продолжительное близкое воздействие арктического фронта.

Другой пример, подробно рассмотренный еще в книге «Очерки оледенения Алтая», — это загадка ледника Илдо-Айры, неожиданно большого под невысокими гребнями гор. Она, эта загадка, была тогда раскрыта при помощи формулировки принципа соответствия. В упомянутых выше монографиях 1948—1949 гг. рассмотрено много таких примеров, так что указанный этап обобщений уже тогда получил некоторые признаки законченности. Однако новые материалы накопи-

ваются, и в дальнейшем будет показано, что они увеличивают богатство теоретических выводов в гляциологии Алтая.

В виде второго этапа теоретических обобщений можно выделить применение географического анализа, а также и численных расчетов по отношению к выбранным типичным случаям взаимодействия факторов оледенения. Ледник Илдо-Айры, целиком заполняющий широкий бассейн, под, казалось бы, недостаточно высокими гребнями гор, — единственный на Алтае. Географический анализ, однако, показывает, что степень заполнения ледниковым телом своего вмещающего бассейна является мерой соответствия между климатом, рельефом и оледенением. К сожалению, пока еще не сделаны соответственные численные расчеты для ледника Илдо-Айры. Но во втором примере (летние снегопады) такие расчеты показывают, когда, при каких численных показателях летние снегопады являются лишь второстепенным, дополнительным погодно-климатическим фактором и когда они могут вызвать наступание ледников. Снегопад в конце августа 1957 г. сохранил на ледниках Актру (Тронов, 1962) слой льда в 60 см, что достаточно, в случае частого повторения таких снегопадов, для прекращения отступания ледников.

Заметим, что установление определенных численных рамок, в пределах которых возможно и необходимо протекание определенного типа ледникового процесса, — это важнейший момент в характеристике общегляциологического значения того или иного вывода.

Третий этап того теоретического исследования, которое может быть названо «теоретическими итогами» ледниковых исследований на Алтае, имеет, по нашему мнению, следующие главные черты или стороны и главные задачи:

1) применение тех или иных выводов в широкой практике гляциологических исследований как региональных, так и посвященных общим вопросам гляциологии; с этим связываются отклики в специальной литературе, в научных статьях разных авторов;

2) разносторонняя оценка выводов как с точки зрения их правильности и обоснованности, так и в смысле научной значимости; в некоторых случаях выясняется дискуссионность выдвинутых положений;

3) дальнейшее усовершенствование теоретических разработок; речь идет не только о глобальных обобщениях с использованием мировой литературы, но также о специализированном изучении теоретических вопросов на базе продолжающихся региональных исследований; пример — исследования малых форм оледенения на Алтае, изучение летних снегопадов и другие вопросы. Методы их решения включают и специальные полевые наблюдения, и физико-математические разработки, и логику географического анализа.

4. О Томской школе теоретической гляциологии

Признание научной общественностью Томской гляциологической школы должно быть отнесено к 1950 г., когда книга «Очерки оледенения Алтая» была отмечена Государственной премией СССР. Ведущее направление, характеризующее школу, — гляциоклиматологическое, связанное с учением о взаимодействии между климатом, рельефом и оледенением. Но вклад в науку определяется не декларативным утверждением принципа взаимодействия, а конкретным анализом разных форм взаимодействия; отсюда вытекает и принципиальное обновление методики комплексного изучения высокогорных районов и ряда их природных ресурсов.

Большой комплекс теоретических вопросов гляциологии, разрабатываемых на основе алтайских наблюдений и литературных данных до периода международного демократического года, отражен в 6 монографиях М. В. Тронова. Из них две первые, указанные выше («Современное оледенение Алтая», 1948; «Очерки оледенения Алтая», 1949), включают в себя теоретические разделы, развиваемые на региональной основе. Четыре следующих монографии имеют содержание общегляциологическое: «Вопросы горной гляциологии» (1954); «Вопросы связи между климатом и оледенением» (1956); «Основы гляциоклиматологии» (1959); «Проблема развития ледников» (1960). Большое число журнальных статей здесь не перечисляется. Однако по содержанию и по характеру изложения к монографиям близко примыкают две крупные статьи: «Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае», ст. 1 и 2 (1951, 1953). Книга «Ледники и климат» вышла в свет в 1966 г.

Стержневым направлением теоретических разработок является обоснование собственных свойств развития ледников и, как следствие, выделение и разделение случаев и этапов эволюции оледенения, подчиненной климату и не подчиненной, хотя с климатом (и рельефом) связанной. Разработан ряд разделов теоретической гляциологии, как-то: 1) учение о снеговой линии и хионосфере; 2) теория подпруживания ледников; 3) о малых формах оледенения; 4) об устойчивости ледников и другие. Все эти разработки широко используются в гляциологической литературе, в частности, в диссертационных работах последнего времени. Они излагаются и в новых обобщающих монографиях ведущих ученых-гляциологов (С. В. Калесник. «Очерки гляциологии», 1963; Г. К. Тушинский. «Ледники, снежники, лавины», 1963; К. К. Марков, Г. И. Лазуков, В. А. Николаев. «Четвертичный период», т. I, 1965), а также в известных учебных пособиях (И. С. Щукин. «Общая геоморфология», 1960).

С указанными разработками контактируют в своей теоретической части исследования древнего оледенения Алтая многолетних экспедиций и анализы Л. Н. Ивановского (1956, 1957, 1959). Так, в достаточно четких следах геоморфологической деятельности древних ледников Алтая Ивановский нашел отражение необратимых ледниковых процессов, а в них как раз проявляются собственные свойства развития ледников.

Новые теоретические исследования томских гляциологов

Исследования в ледниковом Алтае, начиная с 1956—1957 гг., резко увеличились по объему и содержанию. Формально они подчинены определенным международным программам, фактически они являются более широкими в географическом смысле. Определяется это участием в исследованиях многих географов — сотрудников Томского университета, а оправдывается необходимостью комплексного изучения Горного Алтая. Естественным образом расширилось и содержание теоретических работ. Коллектив молодых авторов-гляциологов уже дал целый ряд статей, имеющих общегляциологическое значение. Таковы, например, статьи:

П. А. Окишева (1964, 1965) — о регрессивной фазе оледенения на Алтае;

В. С. Ревякина (1964) — о метелевом переносе снега на высоких уровнях горных гребней;

М. А. Душкина (1962, 1964, 1965) — о формировании морен и о применении дендрохронологического анализа к деревьям, которые не бо-
ятся непосредственного соседства с ледниками;

Н. И. Иванова — о малых формах оледенения, которые на Алтае представлены богаче и разнообразнее, чем на Урале.

Можно указать еще на очень большой ряд работ. Вообще гляцио-гидроклиматический комплекс ледникового Алтая характеризуется в мировом масштабе своей неповторимостью. Внимательное исследование той или иной стороны этого комплекса непременно приобретает теоретическое значение. Кроме того, проводятся и специализированные исследования по уже выдвинутым проблемам в монографиях М. В. Тронова.

Издаваемые Томским университетом сборники «Гляциология Алтая» — основной источник информации об исследованиях алтайских ледников — преследуют главную, более широкую цель изучения природных богатств Алтая. Одно другому не противоречит, так как природные связи ледниковых процессов чрезвычайно широки. Исследование же естественных ресурсов Алтая должно являться одновременно и теоретическим, и практическим. В этом источник и перспектива дальнейших научно-теоретических обобщений на базе исследований в ледниковой зоне Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

Душкин М. А. Результаты исследования моренного покрова на леднике Большой Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. I, Томск, 1962.

Душкин М. А. Формирование современных морен на концевом поле ледника Большой Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. III, Томск, 1964.

Душкин М. А. Многолетние колебания ледников Актру и условия развития молодых морен. Сб. «Гляциология Алтая» вып. IV, Томск, 1965.

Иванов Н. И. О переходных формах оледенения на Алтае. Сб. «Гляциология Алтая», вып. VI, Томск, 1967.

Ивановский Л. Н. Об особенностях древнего оледенения юго-восточного Алтая. Мат-лы Зап.-Сиб. комиссии по изучению четверт. периода при Томском ун-те, вып. I, 1956.

Ивановский Л. Н. Предварительные результаты изучения следов древнего оледенения на Алтае экспедицией Томского ун-та. Сб. «Мат-лы расширен. совещ. рабочей группы по гляциологии советской междуведомствен. комиссии МГГ», М., 1959.

Ивановский Л. Н. Вопросы сопоставления конечных морен на Алтае. Сб. «Гляциология Алтая», вып. IV, Томск, 1965.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., 1963.

Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. Т. I, изд. Московского ун-та, 1965.

Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вестн. Зап.-Сиб. геолог. треста, вып. 1—2, 1936.

Окишев П. А. Некоторые данные о вещественном балансе и динамике ледников Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. III, 1964.

Окишев П. А. Численные характеристики отступления ледников горного узла Биш-Иирду на Алтае. Сб. «Гляциология Алтая», вып. IV, 1965.

Окишев П. А., Ревякин В. С. Тенденция эволюции современного оледенения Алтая. Тезисы докладов III Всесоюзного гляциол. симпозиума, Фрунзе, 1965.

Ревякин В. С. О формах снежных накоплений, создаваемых метелевым переносом, и их роли в питании ледников. Материалы гляциолог. исслед. Хроника, обсуждения, № 11, М., 1965.

Сапожников В. В. Катунь и ее истоки. Томск, 1901.

Сапожников В. В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Томск, 1911.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.

Тронов М. В. Современное оледенение Алтая. Томск, 1948.

Тронов М. В. Вопросы горной гляциологии. М., 1954.

Тронов М. В. Основы гляциоклиматологии. Микрофильм, Л., 1959.

Тронов М. В. Проблема развития ледников. Томск, 1960.

Тронов М. В. Вопросы связей между климатом и оледенением. Томск, 1956.

Тронов М. В. Ледники и климат. Гидрометеиздат, Л., 1966.

Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского союза. М., 1963.

Шукин И. С. Общая геоморфология. Т. I, М., 1960.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСЛЕЗИМЬЯ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Н. В. РУТКОВСКАЯ

Послезимье — это одна из фаз весны, охватывающая промежуток времени между разрушением устойчивого снежного покрова и его окончательным сходом. Главной ее особенностью является образование кратковременных неустойчивых снежных покровов при временных понижениях температуры и выпадении снега.

В данной статье послезимье рассматривается на большой территории (площадью около 670 000 км²), которая протянулась с севера на юг на 10° (от 61 до 51° с. ш.) и заходит в три ландшафтных зоны — лесную, лесостепную и степную. Она включает такие административные единицы: Томскую и Новосибирскую области, равнинные части Алтайского края и Кемеровской области.

По материалам, имеющимся в климатологических справочниках, можно получить только средние многолетние и крайние даты начала, конца и продолжительности этой фазы и общее о ней представление. Для детализированной характеристики ее были произведены специальные выборки из основных таблиц ТМ-1 по 13 опорным станциям, более или менее равномерно расположенным по ландшафтным зонам и подзонам рассматриваемой территории за 25-летний период (с 1936 по 1960 г.). Полученные данные помещены в табл. 3, 4, 5 и 6. Кроме того, по 6 станциям (Александровское, Томск, Новосибирск, Барнаул, Бийск и Ключи) для дней с временными снежными покровами было выбрано количество выпавших осадков, средняя суточная, максимальная и минимальная температуры воздуха. Это позволило, с одной стороны, проверить данные по высоте временных снежных покровов и продолжительность их залегания, а с другой — получать ряд выводов, подтверждающих необходимость выделения и детального изучения этой фазы весны, несмотря на ее небольшую продолжительность в среднем многолетнем выводе. Кроме того, были рассмотрены синоптические процессы, приводящие после схода устойчивого снежного покрова к формированию в весеннее время временных неустойчивых снежных покровов, по приземным и высотным синоптическим картам.

Детализированная характеристика этой фазы весны для юго-востока Западно-Сибирской равнины дается впервые. Полученные данные и выводы могут быть использованы агроклиматологами, ботаниками, ландшафтоведами и физико-географами при решении различных вопросов, например, при климатическом, агроклиматическом и физико-географическом районировании территории.

Разрушение устойчивого снежного покрова, означающее начало фазы «...» послезимья, начинается с юга рассматриваемой территории и постепенно распространяется на север и происходит при разных температурных условиях в различных ландшафтных зонах (табл. 1).

Таблица 1

Даты начала, конца и продолжительности фазы послезимья

№ № п. п.	Название станций	Начало послезимья			Конец послезимья			Продолжительность послезимья (в днях)		
		средняя дата	самая ранняя	самая поздняя	средняя дата	самая ранняя	самая поздняя	средняя	максимальная за период с 1936 по 1960 гг.	год
1	Александровское	25.IV	6.IV	22.V	3.V	7.IV	6.VI	8	38	1940
2	Васюганское	21.IV	31.III	12.V	1.V	31.III	31.V	10	46	1940
3	Бакчар	17.IV	30.III	17.V	21.IV	4.IV	25.V	11	45	1958
4	Усть-Озерное	28.IV	9.IV	15.V	8.V	16.IV	2.V	10	41	1940
5	Тутало-Чулым	26.IV	8.IV	20.V	2.V	12.IV	.V	6	29	1955
6	Томск	19.IV	7.IV	5.V	27.IV	12.IV	3.VI	8	41	1940
7	Барабинск	11.IV	31.III	30.IV	22.IV	31.III	28.V	11	30	1953
8	Новосибирск, Бугры	10.IV	29.III	24.IV	24.IV	5.IV	28.V	14	46	1958
9	Мариинск	9.IV	29.III	30.IV	23.IV	3.IV	19.V	14	49	195
10	Барнаул	6.IV	20.III	26.IV	14.IV	20.III	1.V	8	41	1963*)
11	Бийск, Зональная	11.IV	23.III	30.IV	24.IV	6.IV	30.V	13	44	1953 1958
12	Ключи	5.IV	21.III	22.IV	10.IV	21.III	12.V	5	38	1957
13	Рубцовск	4.IV	23.III	21.IV	9.IV	24.III	30.IV	5	26	1950

*) Из опорных станций только в Барнауле максимальная продолжительность послезимья отмечалась позже взятого нами 25-летнего периода.

В степи и лесостепи в среднем многолетнем выводе — в первую половину апреля на 4—5 дней раньше перехода средней суточной температуры воздуха через 0° , когда она еще изменяется от 0 до -2° и при положительной температуре в 13 часов (от 2 до 4°). В зоне тайги разрушение устойчивого снежного покрова происходит во вторую половину апреля, спустя 5—7 дней после перехода средней суточной температуры воздуха через 0° , при повышении ее до $0,2^{\circ}$, $3,2^{\circ}$ и при температуре в 13 часов от 3 до 7° .

Отклонение от времени разрушения устойчивого снежного покрова в ту и другую сторону на большей части территории около двух декад. Самое раннее его разрушение на юге степи возможно 18 марта (Алейская ж. д.), на севере лесостепи — в конце третьей декады марта (с 27 по 31), на большинстве станций зоны тайги — во вторую половину первой декады апреля и, наконец, в районе Напаса 11 апреля. Рано разрушился устойчивый снежный покров в зоне тайги в 1938, 1940, 1943, 1944, 1945 годах, в ряде районов в 1947 (на юго-востоке и юго-западе) и 1951 (на западе) годах. В лесостепи раннее разрушение устойчивого снежного покрова наблюдалось в 1901 и 1944 годах, а в ряде районов в 1895, 1933, 1947 (на юге), 1951 (на северо-западе), 1950 (в долине р. Алей) годах.

Раннее разрушение устойчивого снежного покрова наблюдается, как правило, после малоснежных или среднеснежных зим при дружной и теплой весне.

Самое позднее разрушение устойчивого снежного покрова возможно на крайнем юге 21 апреля (Рубцовск), на севере лесостепи — в последнюю декаду апреля, на большей части территории зоны тайги — во вторую декаду мая и на крайнем севере изучаемой территории — 22 мая. Почти на всех станциях зоны тайги самое позднее разрушение снежного покрова наблюдалось в 1941 году. Поздно разрушился снежный покров в этой зоне также в 1936 году, кроме крайнего востока, на части территории в 1934 году. В степи и лесостепи позднее разрушение устойчивого снежного покрова наблюдалось в 1902, 1934 годах, на части территории в 1937 (юге и востоке), 1903, 1919, 1928 годах.

Позднее разрушение устойчивого снежного покрова обычно наблюдается после многоснежных зим при поздней или затяжной и холодной весне.

Изменчивость дат разрушения устойчивого снежного покрова во времени характеризует табл. 2. Она показывает, как часто при определенной средней величине могут наблюдаться те или иные ее значения в отдельные годы.

Таблица 2

Даты разрушения устойчивости снежного покрова различной вероятности

Станции	Средняя дата	Вероятность (%)						
		95	90	75	50	25	10	5
Александровское	25.IV	15.V	9.V	2.V	23.IV	15.I V	9.IV	6.IV
Васюганское	21.IV	12.V	7.V	27.IV	19.IV	12.IV	4.IV	1.IV
Бакчар	17.IV	10.V	3.V	24.IV	16.IV	8.IV	2.IV	31.III
Усть-Озерное	28.IV	17.V	15.V	9.V	29.IV	20.I V	13.IV	10.IV
Томск	19.IV	3.V	30.IV	24.IV	18.IV	13.IV	11.IV	8.IV
Барабинск	11.IV	19.IV	16.IV	12.IV	10.IV	6.IV	1.IV	28.III
Марининск	9.IV	23.IV	19.IV	13.IV	9.IV	5.IV	29.III	25.III
Барнаул	6.IV	23.IV	18.IV	10.IV	5.IV	31.III	24.III	21.III
Бийск, Зональная	11.IV	30.IV	25.IV	18.IV	11.IV	3.IV	26.III	23.III
Ключи	5.IV	20.IV	16.IV	10.IV	5.IV	29.III	24.III	21.III
Рубцовск	4.IV	21.IV	17.IV	11.IV	4.IV	27.III	23.III	22.III

Концом фазы «...» послезимье является окончательный сход снежного покрова. В среднем многолетнем выводе он происходит в степи в первую декаду апреля, лесостепи (за исключением Барнаула) и южной части зоны тайги — во вторую его половину и на севере территории — в первую декаду мая. Сход совершается спустя 5 дней на юге и 15 дней на севере после перехода средней суточной температуры воздуха через 0°, при повышении ее до 3—5,5° в таежной зоне и до 1—4° в степи и лесостепи и температуре в 13 часов от 5 до 8°.

Отклонение от средней многолетней даты в ту и другую сторону составляет около 20—25 дней.

Самый ранний сход снежного покрова возможен в степи и лесостепи в третью декаду марта, на большей части зоны тайги — в первую половину апреля. Самая ранняя дата схода снежного покрова на юге территории 18 марта, на северо-востоке — 18 апреля. Рано произошел

окончательный сход снежного покрова на значительной части территории в 1895, 1901, 1938, 1939, 1943, 1944, 1951 годах.

Самое позднее время схода снежного покрова в зоне тайги, на севере и предгорных районах лесостепи — последняя пентада, а на остальной территории — вторая декада мая. Очень поздно произошел окончательный сход снежного покрова на значительной территории в 1905, 1908, 1926, 1936, 1940, 1946, 1949, 1957, 1958 годах.

В условиях континентального климата юго-востока Западно-Сибирской равнины часто наблюдается одновременное разрушение устойчивого снежного покрова и его окончательный сход (кроме отдельных снежников). На юге зоны степи такие весны составляют 64—68% от общего количества лет 25-летнего периода (1936—1960 гг.). По направлению к северу этот процент уменьшается: на севере лесостепи на такие весны приходится только от 32 до 46%. К северу от подзоны мелколиственных лесов их повторяемость опять становится более 50% (табл. 3). Одновременное разрушение устойчивого снежного покрова и его окончательный сход почти на всей территории наблюдался в весны 1936, 1941 и 1951 годов, на большей части территории зоны тайги — в 1939, 1943, 1948, 1956 годах, в степи и лесостепи — в 1938, 1939, 1949 годах.

Послезимье отсутствует обычно в двух случаях. Во-первых, когда термический режим апреля и мая выше нормы. Такие весны бывают ранними по началу и концу и отличаются короткой фазой снеготаяния. Во-вторых, когда термический режим апреля ниже нормы, а мая — выше. Такие весны бывают поздними по началу и ранними по концу и отличаются длинной фазой снеготаяния.

В отдельные годы после разрушения устойчивого снежного покрова при временных понижениях температуры и выпадении снега весной образуется в среднем два, реже один (Усть-Озерное, Ключи) или три (Мариинск) временных неустойчивых снежных покровов, которые лежат в среднем 2 дня, реже 1 (Тутало-Чулым, Томск, Новосибирск, Бугры) и еще реже 3 дня (Усть-Озерное).

В среднем многолетнем выводе продолжительность периода послезимья невелика. Наименьшая на юго-западе степи (4—6 дней) вследствие более высокого температурного режима после разрушения устойчивого снежного покрова, в сравнении с остальной частью территории, и северо-востоке (6—8 дней), в результате более позднего разрушения устойчивого снежного покрова, наибольшая — на западе тайги, лесостепи в предгорных районах (12—14 дней).

В отдельные годы продолжительность послезимья может быть большой: от 26—38 дней на юге, 30—38 дней на северо-востоке и севере и до 45—49 дней на западе таежной зоны и предгорных районах. Максимальные ее значения на станциях юго-востока в основном падают на 1940, 1950, 1958 годы.

Длительным послезимье чаще бывает у весен холодных или близких к норме по термическому режиму с нормальным или умеренно-ранним началом и длинным или затянувшимся снеготаянием (1950, 1958 гг.). Но может быть и в теплые весны (1940 г.), но с поздней (2—3 декады мая) короткой волной холода и интенсивными снегопадами во время затора холодного воздуха.

В табл. 4 дана повторяемость дней с временными снежными покровами по месяцам за 25-летний период.

Из нее следует, что в период с 1936 по 1960 г. в подзонах южной и средней тайги юго-востока от 66 до 75% от общего количества временных снежных покровов наблюдалось в мае, а в подзоне мелколиственных лесов так же, как в степи и лесостепи, — в апреле (67—97%).

Характеристика снежного покрова послезимья за период с 1936 по 1960 г.

Таблица 3

Станции	Число лет, в которые после- зимье отсут- ствовало (в %)	Количество снежных покровов		Продолжитель- ность снежных покровов (в днях)		Высота снеж- ных покровов (в см)		Повторяемость раз- личного количества снежных покровов (в %)			Число дней со снежным по- кровом в пери- од послезимья		Число дней со снежным покровом от общей про- должитель- ности после- зимья (в %)	Годы, для ко- рых не дан- ных
		сред- нее	макси- мальное	сред- нее	макси- мальное	сред- няя	макси- мальная	од- ного	двух	трех и более	сред- нее	макси- мальное		
Александровское	52	2	3 1938, 1953	2	6 1946	4	12 1938	42	42	16	3	10 1946	16	
Васюганское	56	2	6 1940	2	4 1958	4	27 1958	45	19	36	3	11 1940	12	
Бакчар	56	2	3 1940, 1958	2	4 1940	4	22 1950	73	9	18	2	7 1940	10	
Усть-Озерное	50	1	3 1940	3	8 1946	3	19 1946	67	25	8	3	9 1946	14	
Тутало-Чулым	60	2	3 1958	1	2 1940 и др.	2	12 1949	60	30	10	2	4 1958	13	1936
Томск	42	2	4 1952, 1958	1	4 1940	2	10 1940	50	14	36	3	4 1940	14	
Барабинск	40	2	3 1957, 1958	2	6 1958	3	14 1937	67	20	13	3	6 1958	16	1942
Новосибирск	32	2	5 1950	1	4 1958	3	10 1957	23	29	48	3	8 1956	12	
Бугры	46	3	5 1957	2	12 1956	3	22 1948	23	23	54	6	12 1956	20	
Марининск	46	3	5 1957	2	12 1956	3	22 1948	23	23	54	6	12 1956	20	
Барнаул	40	2	3 1937, 1948	2	7 1950	4	15 1950	60	20	20	3	9 1950, 1955	23	1952
Бийск,	32	2	4 1959	2	4 1955	4	18 1944	48	35	17	3	8 1955	14	
Зональная	64	1	2 1957	2	6 1960 и др.	2	9 1948	80	20		2	6 1960	16	
Ключи	64	1	2 1957	2	6 1960 и др.	2	9 1948	80	20		2	6 1960	16	
Рубцовск	68	2	3 1937, 1955	2	5 1950	3	11 1937	38	25	37	4	9 1937	28	

К югу от широты Барнаула временные снежные покровы могут образоваться и в марте. Особенно велика их повторяемость в этом месяце в Ключах (20%), где раньше разрушается устойчивый снежный покров и выше температуры.

Таблица 4

Повторяемость дней с временными снежными покровами за последние по месяцам за период с 1936 по 1960 г. (в %)

№	Название станции	Количество дней с временными снежными покровами			
		III	IV	V	отсутствующие годы
1	Александровское		26	74	
2	Васюганское		34	66	
3	Бакчар		29	71	
4	Усть-Озерное		30	70	1936
5	Тутало-Чулым		25	75	
6	Томск		67	33	1942
7	Барбинск		85	15	
8	Новосибирск, Бугры		76	24	
9	Маринск		81	19	1952
10	Барнаул	4	89	7	
11	Бийск, Зональная	6	76	18	
12	Ключи	20	70	10	
13	Рубцовск	3	97		

Образование временных снежных покровов в степи и лесостепи при раннем разрушении устойчивого снежного покрова (в третью декаду марта) может происходить при выпадении снега на фронте окклюдируемого циклона арктического фронта (1948 г.), на фронтах циклона староарктического фронта (1950), на вторично-холодных фронтах в промежутках между теплыми секторами одной серии циклонов. В то время как образование их во вторую половину апреля и особенно в мае обычно бывает связано с вторжением арктических масс воздуха или со стороны Норвежского моря (22 мая 1950 г., 1947 г.) или Баренцева моря (1951, 1952, 1953 гг.), или Новой Земли (7—10 мая 1960 г., 1949 г.) в тылу серии циклонов. Выпадение снега в этом случае наблюдается только на холодном фронте последнего циклона и последующих за ним вторично-холодных фронтах.

Реже выпадение снега наблюдается, когда над рассматриваемой территорией располагается ложбина от циклона, центр которого находится над Карским морем и по ее западной периферии происходит заток арктического воздуха со стороны Баренцева моря (10—12 мая 1947 г.).

Снегопады бывают сильными. Средняя величина осадков за сутки дней с временными снежными покровами за период с 1936 по 1960 годы составляет: в зоне тайги около 3 мм, в лесостепи от 3,3 мм на севере до 4,2 мм на юго-востоке и в степи — около 1 мм, а максимальное количество за сутки соответственно 10, от 15,6 до 18,6 и 4,7 мм. На дни

с суточным количеством осадков $\geq 5,0$ мм от общего количества дней с временными снежными покровами приходится: в Александровском — 20, Томске — 23, Новосибирске и Барнауле — 26, Бийске — 31%. В Ключах такой интенсивности осадки в период послезимья не отмечались. Часто, особенно в лесостепи, количество осадков в день с временным снежным покровом представляет месячный максимум осадков за сутки. Например, на станции Новосибирск (Бугры) из 17 лет, в которые наблюдалось послезимье за 25-летний период, в 9 (1936, 1940, 1941, 1942, 1951, 1953, 1955, 1956, 1958) годах.

Сказанное выше позволяет сделать вывод, что послезимье — самая влажная фаза весны.

Максимальное число временных снежных покровов в период послезимья на западе зоны лесов и северо-востоке лесостепи 5—6, на остальной территории 3—4 и только на юго-западе степи 2. В такие годы период послезимья бывает длинным, часто на эти же годы падает и наибольшее число дней со снежным покровом или их наибольшая высота и продолжительность, а иногда то и другое вместе. Например, в Барнауле в 1950 году продолжительность послезимья была 21 день. Наблюдалось 3 временных снежных покрова, первый с 11 по 17.IV средней высотой в 8 и максимальной — 15 см, второй — 21.IV высотой в 5 см и третий — 29.IV высотой в 1 см. Общее количество дней со снежным покровом в этом году за послезимье 9, максимальная высота первого покрова (15 см), его продолжительность залегания (7 дней) были наибольшими за весь 25-летний период.

Максимальная продолжительность залегания временного снежного покрова изменяется от 6—8 на севере и северо-востоке до 4 дней на западе территории и определяется его высотой и длительностью адвекции холодного воздуха. Повышенная продолжительность залегания временных снежных покровов в Мариинской лесостепи, по сравнению с остальной территорией, объясняется ранним разрушением устойчивого снежного покрова в этом районе.

Максимальная высота временных снежных покровов во всех ландшафтных зонах большая. Изменяется в зоне тайги от запада к северу и востоку от 27—22 до 12 см, в лесостепи — от востока к западу от 22 до 10 см и в степи варьирует от 9 до 11 см. Она зависит не только от количества осадков, выпавших в виде снега или мокрого снега, но и от температуры воздуха и почвы в день их выпадения и в последующие дни залегания.

Например, на станции Бийск (Зональная) в 1959 году после разрушения устойчивого снежного покрова (2.IV) наблюдалось четыре временных. Наибольшую высоту имел первый, сформировавшийся при меньшем количестве осадков, но при отрицательной и средней суточной и минимальной температурах воздуха, а наименьшую — третий, образовавшийся из большего количества осадков, но при положительной не только средней суточной, но и минимальной температурах (табл. 5).

Вообще температурные условия, при которых формируются временные снежные покровы весьма различны. Общим для них является следующее. Минимальные температуры воздуха почти всегда бывают отрицательными. В отдельные дни, хотя и редко, они могут опускаться очень низко до —17, —19° (Ключи 1943, 1960 гг.). Чаше они варьируют в таких пределах: от —1 до —6°. Средние суточные температуры бывают близки к 0°. Крайние их значения таковы: положительные ниже 5°, отрицательные до —10—12°. Максимальные температуры почти всегда положительные и только изредка отрицательные.

За рассмотренный период времени наибольшая повторяемость временных снежных покровов отмечалась в подзоне средней и южной тай-

ги в первую декаду мая, в подзоне мелколиственных лесов и севере лесостепи — в третью, на востоке лесостепи — во вторую и на остальной территории — в первую декады апреля. На втором месте по повторяемости стоят: в лесной зоне вторая декада мая, в лесостепи — первая

Таблица 5

Характеристика и условия формирования временных снежных покровов на станции Бийск, Зональная в фаузу «...» послезимье в 1959 году

Дата	Высота снежного покрова (в см)	Суточное количество осадков (в мм)	Температура воздуха (в градусах)		Температура поверхности почвы (в градусах)
			средняя суточная	мини- мальная	минимальная
6, IV	1	0,2	2,8	-0,5	-4,6
7, IV	10	6,6	-0,6	-2,9	-3,6
9, IV	2	2,8	2,2	-0,8	-5,5
10, IV	5	2,6	-1,8	-4,4	-6,8
6, V	1	15,0	2,2	1,1	0,0
16, V	5	14,9	1,0	-0,5	-1,0

Таблица 6

Послезимье. Повторяемость дней с временными снежными покровами за 25-летний период (с 1936 по 1960 г.)

№ п.п.	Станции Пентады	Март			Апрель						Май						Примечание
		4	5	6	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	
1	Александровское				2	1	4	2	1	11	6	5	3	2	1		
2	Васюганское				2	1	1	4	5	3	7	4	5	2	4		
3	Бакчар				1		2	2	1	1	3	5	3	4	1	1	
4	Усть-Озерное						1	2	3	2	9	7	4	9		1	нет 1936 года
5	Тутало-Чулым								1	5	5	2	4	3	1		
6	Томск						2	7	5	12	5		4	4			нет 1942 года
7	Барабинск				2		4	11	7	9	1	2	2			1	
8	Новосибирск, Бугры					4	7	7	12	6	8	3	4	5	1	1	
9	Марининск					5	7	9	17	13	8	5	2	3	4		1958—1960 гг. взяты по ст. Огурцево
10	Барнаул			2	3	11	8	8	8	6	2	1					нет 1952 года
11	Бийск, Зональная	1	2	4	13	5	6	2	8	2	2	2	2			1	
12	Ключа		4			5	3	1	3	2			2				
13	Рубцовск	1			7	11	6	2	3	2							

и степи — вторая декады апреля. Повторяемость дней с временными снежными покровами по пентадам дана в табл. 6. Интересно отметить, что на всех станциях в шестую пентаду мая временный снежный покров, в период с 1936 по 1960 гг., наблюдался в 1958 году. Двадцать седьмого мая он образовался в районе станции Александровское и затем к 30.V распространился к югу до района Бийска и дольше всего (с 28.V по 31.V) пролежал в районе станции Васюганское.

Не следует думать, что в будущем повторяемость временных снежных покровов сохранится прежней, так как с 1960 года, по данным М. Х. Байдала (1971), началась эпоха западной циркуляции, а рассмотренный нами период охватывал главным образом эпоху формы меридиональной циркуляции и комбинированной (восточной плюс меридиональной).

Первые годы эпохи восточной циркуляции (1961, 1962, 1963, 1964) по всем ландшафтным зонам ознаменовались увеличением в период послезимья количества временных снежных покровов, большой длительностью их залегания и значительной средней высотой. Даже на метеостанции Ключи, наиболее южной из опорных станций, в которой за предшествующий 25-летний период послезимье было только в 9 годах, в начале эпохи формы восточной циркуляции послезимье наблюдалось подряд три года (1962, 1963, 1964). В 1962 году послезимье длилось 12 дней, было два временных снежных покрова, продолжительностью по 4 дня, средней высотой 6—7 см и максимальной в 9 см.



Рис. 1. Временный снежный покров в Томске 2—3 июня 1925 г.
(фото М. В. Тронова)

В 1963 году оно затянулось до 28 дней, опять было два временных снежных покрова. Первый пролежал 5 дней и был высотой в 3 см, второй — 2 дня и имел высоту в 4 см. В 1964 году было 3 временных снежных покрова, а общая длина послезимья составила 22 дня, из них 13 дней было со снежным покровом (первый пролежал 1 день, второй — 7, третий — 5), высота их была небольшая, по 1 см. За весь 25-летний период на станции Ключи в течение послезимья дней со

снежным покровом было 18, а только за 3 года эпохи формы восточной циркуляции — 28. В последние годы (1935—1939) эпохи формы восточной циркуляции послезимье на станции Ключи не отмечалось ни разу, а в зоне тайги в это время наблюдались наиболее поздно (в первой пентаде июня) временные снежные покровы. Так, временный снежный покров на станции Александровское был зафиксирован в ЗСУГМС 5.VI. В Томске он наблюдался 2—3 июня 1925 года и был сфотографирован М. В. Троновым (рис. 1).

Влияние временных снежных покровов на природные процессы и хозяйственную деятельность человека не одинаково в разных частях территории. В зоне тайги, где за зиму накапливается значительной высоты снежный покров и почва за период снеготаяния получает достаточное количество влаги, дополнительное увлажнение в виде временных снежных покровов в период послезимья отражается отрицательно. Избыточно увлажненная почва делает невозможной или затрудняет пахоту, вследствие чего сроки сельскохозяйственных работ затягиваются или начинаются с опозданием. На полях озимой ржи на возвышенных местах растения погибают от вымерзания, а в пониженных — от вымокания, вследствие застоя воды (например, в районе Томской области в третью декаду апреля 1950 и 1956 гг.). В степи и лесостепи их влияние не только отрицательное (ночные заморозки на почве и в воздухе), но и положительное, так как временные снежные покровы создают дополнительное увлажнение, иногда значительное, и особенно, если они формируются при минимальной температуре за сутки выше 0°.

Выводы

1. Так как продолжительность и характер послезимья в первую очередь определяются особенностями циркуляции атмосферы после разрушения устойчивого снежного покрова, в будущем по мере накопления материала в целях сверхдолгосрочного прогноза необходимо произвести осреднение и выбор крайних величин по продолжительности послезимья и всем показателям временных снежных покровов по эпохам форм циркуляции атмосферы.

2. В рассмотренный нами период, охвативший в основном эпоху формы меридиональной и комбинированной циркуляции Е+С (М. Х. Байдал, 1971), послезимье являлось характерной фазой весны для лесостепной зоны и подзоны мелколиственных лесов. Для степи, средней и южной тайги оно было мало характерно. Несмотря на это послезимье следует выделять как особую фазу весны для всей территории по следующим причинам: а) в отдельные годы оно может быть и в этих ландшафтных зонах длительным с рядом временных снежных покровов и значительной их высотой и оказывать существенное влияние на хозяйственную деятельность человека и течение природных процессов; б) в эпоху формы восточной циркуляции и в этих районах повторяемость послезимья, продолжительность залегания и высота временных снежных покровов резко возрастают; в) потому, что послезимье является самой влажной фазой весны — самого сухого сезона года на юго-востоке Западно-Сибирской равнины.

3. Роль временных снежных покровов в увлажнении почвы в весеннее время особенно велика в зоне лесостепи, где наблюдается наибольшая повторяемость и продолжительность этой фазы весны, насчитывается наибольшее число дней с временными снежными покровами и отмечается большая их высота.

4. В рассмотренный период наибольшие различия в повторяемости и характере послезимья наблюдались между степью и лесостепью

и между южной тайгой и подзоной мелколиственных лесов. Последняя по характеру послезимья имела большие сходства с лесостепью. Во всех ландшафтных зонах и подзонах наблюдались существенные различия в эту фазу весны между западными и восточными их частями, с одной стороны, и равнинными и предгорными районами — с другой.

ЛИТЕРАТУРА

Б а й д а л М. Х. Колебания климата Кустанайской области в XX столетии. Гидрометеониздат, Л., 1971.

МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В СВЯЗИ С СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТЬЮ И АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

Б. В. ФАЩЕВСКИЙ

Взаимодействие гидрологических процессов с солнечной активностью и атмосферными процессами носит исключительно сложный характер.

Исследованиями Н. А. Белинского и Г. П. Калинина [4], М. С. Эйгенсона [23], Т. Н. Кочуковой [11], Б. П. Панова [13—16], В. В. Голубцова [9] и ряда других авторов доказывается наличие определенных взаимосвязей и закономерностей в многолетних колебаниях гидрологических характеристик (годовые, максимальные и минимальные расходы воды, уровни озер, сроки вскрытия и замерзания водных объектов) в зависимости от солнечной активности и атмосферной циркуляции.

В данной работе делается попытка увязать характер многолетних колебаний сроков вскрытия и замерзания, годовых и максимальных расходов воды рек Горного Алтая, по которым имеются длительные ряды наблюдений (реки Бия, Катунь, Песчаная, Лебедь), с изменениями типов атмосферной циркуляции и солнечной активности.

Следует заметить, что кроме рек Горного Алтая дополнительно взят пост на р. Оби у г. Барнаула, где имеется длительный ряд (с 1894 г.) наблюдений за сроками вскрытия и замерзания.

Колебания всех гидрологических характеристик, а также типов циркуляции атмосферы и солнечной активности представлены в виде нормированных разностных интегральных кривых (суммарных кривых отклонений от середины), выраженных в модульных коэффициентах. Преимущества разностных интегральных кривых по сравнению с календарными графиками и способом осреднения по скользящим палеткам при исследованиях многолетних колебаний геофизических процессов подробно охарактеризованы в работе В. Г. Андреянова [2]. Основные преимущества их — наглядность и отсутствие искажений в наступлении основных фаз геофизических процессов вне зависимости от длины ряда.

I. Колебания сроков вскрытия и замерзания

В 1957 г. Б. П. Панов [13] установил, что изменения сроков вскрытия и замерзания в многолетней перспективе имеют циклический характер и впервые применил для исследования многолетних колебаний сроков вскрытия и замерзания разностные интегральные кривые, выраженные в абсолютных единицах (рис. 1).

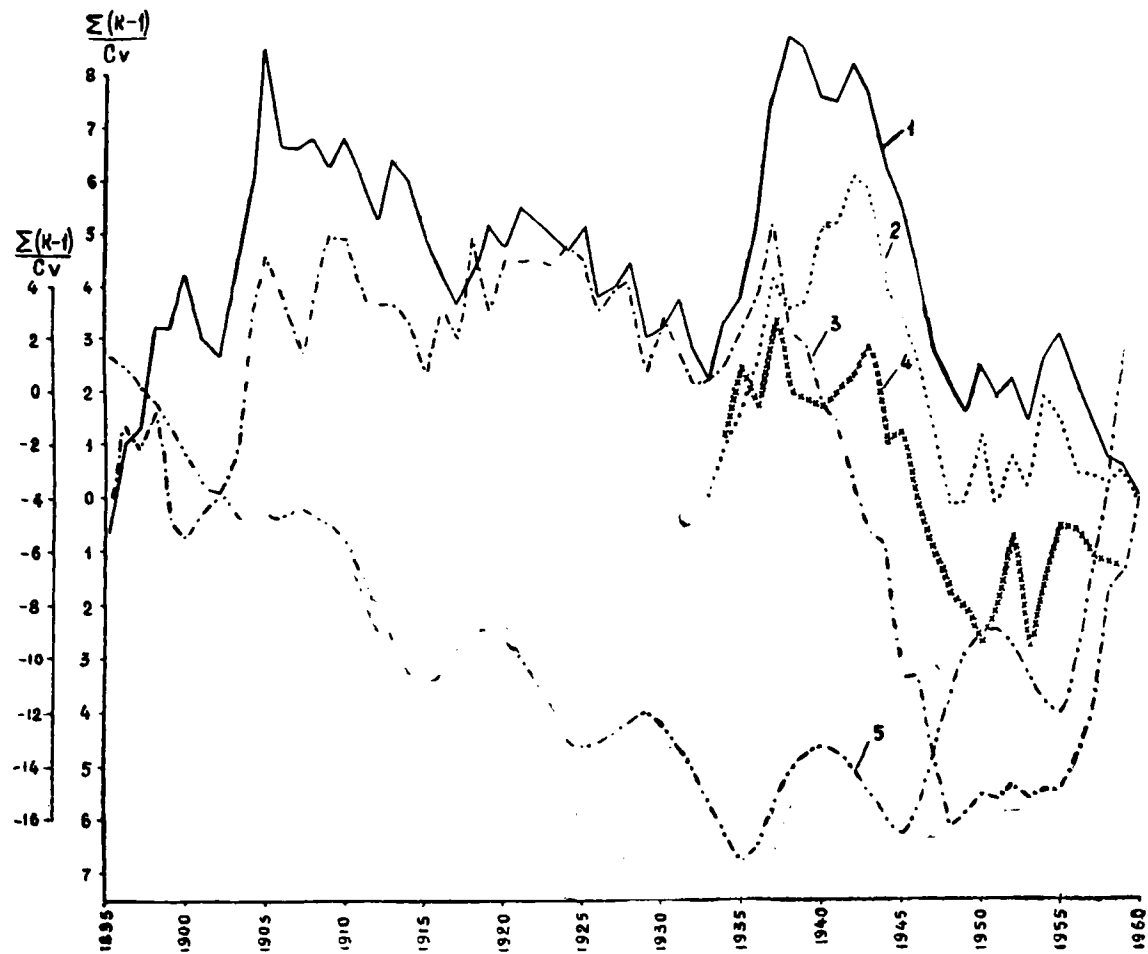


Рис. 1. Графики нормированных разностных интегральных кривых: 1, 2, 4 — сроков вскрытия (1 — р. Бия у г. Бийска; 2 — р. Песчаная, с. То-
чикульное; 4 — р. Катунь, с. Сростки); 3 — числа дней с восточной циркуля-
цией; 5 — разность высот — разность высот; 5 — индекс Восточной

Кроме учета длительности наблюдений, реки выбирались также с таким расчетом, чтобы охватить 3 гидрологических района, выделенных автором на территории Горного Алтая [19]. Нормированные разностные интегральные кривые числа дней с восточной циркуляцией за период март—апрель и солнечной активности, выраженной в виде чисел Вольфа, также совмещены на рис. 1 с интегральными кривыми дат вскрытия.

Анализируя кривые дат вскрытия (рис. 1), можно прийти к выводу, что в ходе многолетних колебаний сроков вскрытия на реках Горного Алтая наблюдается почти полная их синхронность.

Нормированная разностная интегральная кривая числа дней с восточной циркуляцией (по Г. Я. Вангенгейму) за март—апрель показывает, что достаточно четко прослеживается синфазность в колебаниях

сроков вскрытия и восточной циркуляции, т. е. сохраняются только фазы цикла наступления дат (ранняя или поздняя) со сдвигом начала и окончания в пределах нескольких лет.

Подтверждением этому служит зависимость дат вскрытия р. Бии у г. Бийска и р. Песчаной у с. Точильного от числа дней с восточным типом циркуляции за март—апрель (рис. 2). Точки на графике легли широкой полосой, что обусловлено сложностью физических процессов вскрытия, зависящих от интенсивности

тепловых процессов в бассейне, толщины ледяного покрова и других факторов. Суть же зависимости на рис. 2 состоит в том, что с развитием восточного типа циркуляции на территории Горного Алтая наблюдаются отрицательные аномалии температур воздуха.

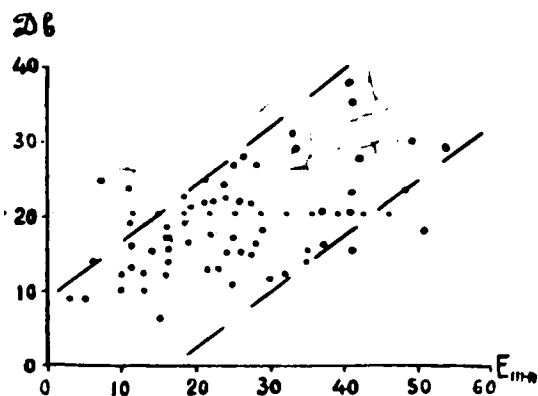


Рис. 2. Зависимость сроков вскрытия от числа дней с восточным типом циркуляции за март—апрель (Для р. Бии у г. Бийска)

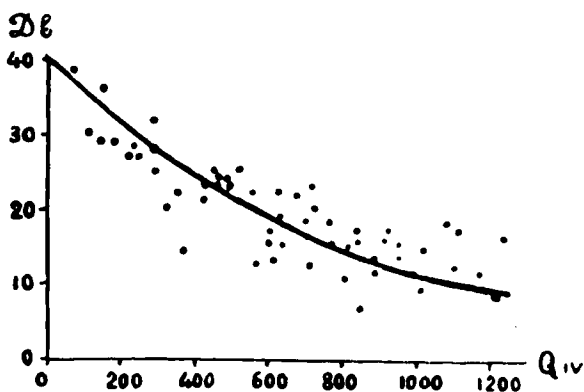


Рис. 3. Зависимость сроков вскрытия р. Бии у г. Бийска от средне-месячных расходов за апрель

Косвенным показателем интенсивности тепловых процессов в бассейне может служить зависимость дат вскрытия от водности в период

вскрытия, а именно, от среднемесячного расхода воды за апрель месяц (рис. 3), или с учетом циркуляции в зависимости от соотношения: $\frac{Q_{IV}}{Q_r} = \pi$ (рис. 4). Физический смысл параметра π заключается в том,

что с увеличением водности даты вскрытия должны наступать раньше при одном и том же числе дней с восточной циркуляцией, и наоборот, с увеличением числа дней с восточной циркуляцией, но при одном и том же расходе даты вскрытия должны наступать позже. Как видно из рис. 5, где показаны нормированные разностные интегральные кривые дат вскрытия р. Бии у г. Бийска и температуры воздуха за апрель месяц по ст. Бийск, ход их противоположен друг другу, т. е. с уменьшением интегральных сумм температур воздуха увеличиваются интегральные суммы дат вскрытия, и наоборот.

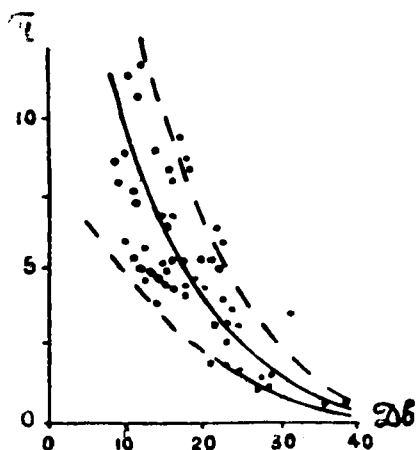


Рис. 4. Зависимость сроков вскрытия от параметра π

Коррелятивная зависимость температуры воздуха за апрель месяц по ст. Бийск от числа дней с восточной циркуляцией за март—апрель (рис. 6) показывает, что и между этими характеристиками существует обратная связь. Это также можно видеть, если

сравнить нормированную разностную интегральную кривую числа дней с восточной циркуляцией за март—апрель (рис. 7) и интегральную кривую температуры воздуха за апрель месяц (рис. 5). Особенно хорошо прослеживается зависимость дат вскрытия в годы с экстремальными сроками вскрытия от степени развития того или иного типа циркуляции.

Из анализа исходных данных о типах циркуляции и наступлении дат вскрытия на реках Горного Алтая следует, что наибольшее влияние на сроки вскрытия оказывает восточная циркуляция в марте и апреле месяце. Так, например, 1904 и 1905 годы характеризуются поздними датами вскрытия на р. Бие у г. Бийска соответственно 29.IV и 8.V; число дней с восточной циркуляцией за март—апрель 1904 г. равно 54, а за 1905 — 41 день, среднемесячная температура воздуха за 1904 г. за период март—апрель равняется $-6^{\circ},9$, что ниже среднемноголетней на $-2^{\circ},2$ (47% нормы), и за 1905 г. за период март—апрель температура воздуха составила $-8^{\circ},6$, что ниже среднемноголетнего значения на $-3^{\circ},9$ (83% нормы). Наоборот, 1906 и 1929 годы характеризовались ранними сроками вскрытия, соответственно 6.IV и 9.IV; число дней с восточной циркуляцией за март—апрель в 1906 г. составило 15,1 при этом в марте восточной циркуляции не наблюдалось совсем, а преобладала западная циркуляция (в марте 23 дня), в 1929 г. восточная циркуляция (март—апрель) составила 3 дня; преобладала же меридиональная циркуляция (март—23 дня, апрель—20 дней), средняя температура воздуха по ст. Бийск в 1906 г. за март—апрель составила $+0^{\circ},1$, что выше нормы на $4^{\circ},8$ (202% нормы) и за 1929 г. — $+0^{\circ},5$, что выше нормы на $5^{\circ},3$ (213% нормы). К сожалению, вышеуказанные закономерности не всегда проявляются достаточно строго, что связано, по-видимому, в первую очередь с сильным влиянием орографии на характер общей циркуляции атмосферы над рассматриваемой территорией.

Следует заметить, что отрицательные аномалии температур воздуха не совсем точно соответствуют числу дней с данным типом цирку-



Рис. 5. Графики нормированных разностных интегральных кривых:
 1 — сроков вскрытия р. Бии у г. Бийска; 2 — температуры воздуха
 за апрель месяц по ст. Бийск

ляции, т. е. при большем числе дней с восточной циркуляцией величина отрицательной аномалии температуры воздуха может быть меньше, чем при меньшем числе дней с восточной циркуляцией.

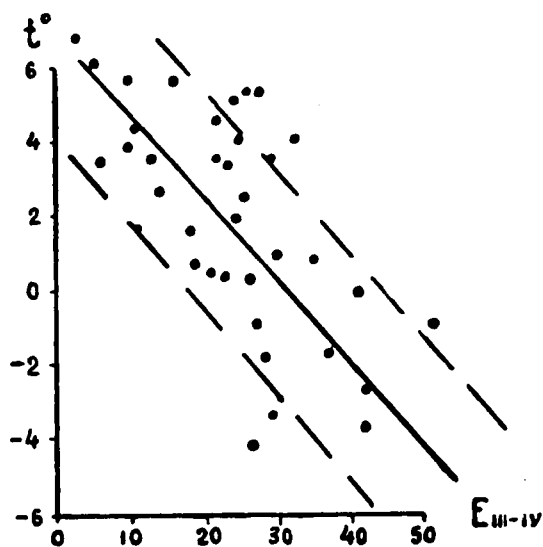


Рис. 6. Зависимость температуры воздуха за апрель месяц по ст. Бийск от числа дней с восточной циркуляцией за март—апрель

Значительный интерес представляет связь сроков вскрытия с солнечной активностью, которая выражается различными индексами (Вольфа, Эйгенсона, Копецкого, Бартельса и других авторов). Кстати, такое обилие индексов, по-видимому, говорит о том, что солнечная активность учитывается недостаточно точно. Наилучшими и наиболее приемлемыми индексами солнечной активности, как показывает анализ исходных данных, для связи с гидрологическими характеристиками являются числа Вольфа. Этот показатель уже неоднократно использовался рядом авторов (Б. П. Панов, В. Г. Андреев, Т. Н. Кочукова, В. В. Голубцов и др.) для

связи гидрологических характеристик с солнечной активностью.

Индекс (число) Вольфа представляет собой относительное число солнечных пятен V , которое вычисляется по формуле:

$$V = a + 10b,$$

где a — общее число всех пятен в группах и отдельных пятнах;

b — число групп и отдельных пятен.

В 1957 г. Б. П. Панов [13] впервые показал наличие связи между датами вскрытия и замерзания озер (Ладожское, Онежское и др.) и солнечной активностью (числа Вольфа).

Анализ нормированных разностей интегральных кривых дат вскрытия и чисел Вольфа (рис. 1) показывает, что ход кривых имеет почти противоположный характер, т. е. чем позже наступают даты вскрытия, тем меньше интегральная сумма солнечной активности. На разностной интегральной кривой чисел Вольфа, кроме векового перелома в ходе солнечной активности (1935 г.), четко прослеживаются более короткие циклы, имеющие среднюю продолжительность около 11 лет (10,5). Но в некоторые периоды эти циклы прослеживаются очень слабо, примером чего может служить незначительный подъем в 1905—1907 гг., на общем фоне убывания солнечной активности с 1895 по 1915 г.

Расчет средних дат вскрытия (табл. 1) в границах фаз подъема и спада солнечной активности, которые выбирались по нормированной разностной интегральной кривой чисел Вольфа (рис. 1) как вековых (1895—1935 и 1936—1959 гг.), так и более коротких колебаний (1895—1915; 1916—1919; 1920—1925 гг. и т. д.) показывает, что на спаде солнечной активности в основном наблюдаются более поздние сроки вскрытия как в вековом ходе, так и во внутривековых колебаниях.

Средние даты вскрытия, вычисленные за период всех спадов солнечной активности (1895—1935, 1895—1915, 1920—1925, 1930—1935,

Таблица 1

Средние сроки*) вскрытия рек Верхней Оби

№ п.п.	Река	Пункт	Направленность процесса солнечной деятельности	Период лет												Среднее
				1895— 1935	1936— 1959	1895— 1915	1916— 1919	1920— 1925	1926— 1929	1930— 1935	1936— 1940	1941— 1945	1946— 1951	1952— 1955	1956— 1959	
1	Бия	г. Бийск	спад подъем	20/IV	18/IV	21/IV	19/IV	19/IV	18/IV	20/IV	21/IV	16/IV	14/IV	21/IV	16/IV	20/IV 17/IV
2	Обь	г. Барнаул	спад подъем	22/IV	21/IV	23/IV	21/IV	22/IV	18/IV	23/IV	27/IV	23/IV	18/IV	24/IV	18/IV	23/IV 20/IV
3	Песчаная	с. Точильное	спад подъем								20/IV	13/IV	11/IV	18/IV	11/IV	15/IV 14/IV
4	Катунь	с. Сростки	спад подъем			25,8	28	26,5	18	24,5	10/IV 29,3	11/IV 12	7/IV 20	14/IV 25	10/IV 37	15/IV 9/IV

*) С округлением до целых.

1941—1945, 1952—1955 гг.), оказываются более поздними, чем за период подъемов (1936—1959, 1916—1919, 1926—1929, 1936—1940, 1940—1951, 1956—1959 гг.). Разница в этих сроках вскрытия (фазы подъема и спада) колеблется в пределах от 1 до 6 суток.

Характерным является тот факт, что средняя дата вскрытия на подъеме солнечной активности, следующая после спада, почти всегда оказывается более ранней. Исключение представляет фаза подъема солнечной активности 1936—1940 гг., когда средняя дата вскрытия оказывается более поздней, чем предыдущая дата вскрытия на спаде солнечной активности. В этот период, согласно А. А. Гирсу [8], наблюдалась эпоха (1929—1939 гг.) аномального развития восточной циркуляции (по годовым значениям). Наибольшее влияние на позднюю среднюю дату вскрытия в эту фазу (1936—1940 гг.) оказали 1936 и 1937 годы; именно в эти годы наблюдалось наибольшее число дней с восточной циркуляцией в марте—апреле — по 42 дня. Температуры воздуха за март—апрель 1936 и 1937 годов соответственно равны $-7^{\circ},5$ и $-8^{\circ},5$, что намного ниже нормы. Все это сказалось на запаздывании процессов снеготаяния (расходы воды в апреле оказались чуть ли не самыми малыми из всего 66-летнего ряда наблюдений), соответственно чему и сроки вскрытия оказались поздними.

Средние сроки вскрытия в вековом переломе солнечной активности на фазе спада характеризуются более поздней датой вскрытия и на фазе подъема — более ранней. Для р. Бии у г. Бийска разница сроков вскрытия на фазе спада и подъема солнечной активности равна 2 суткам, для р. Оби у г. Барнаула эта разность составляет сутки. В более коротких колебаниях солнечной активности на спаде и подъеме так называемых 11-летних циклов вышеприведенных закономерность на фоне векового спада или чисел Вольфа иногда может нарушаться благодаря интенсивному развитию восточной циркуляции в марте и апреле.

Относительная изменчивость сроков вскрытия довольно высока; и для р. Бии у г. Бийска коэффициент вариации $C_v = 0,36$, для р. Песчаной у с. Точильного $C_v = 0,48$, для р. Катунь у с. Сrostки $C_v = 0,17$.

Абсолютные пределы колебаний дат вскрытия для р. Бии у г. Бийска равны 33 суткам; для р. Песчаной у с. Точильного — 27, для р. Катунь у с. Сrostки — 28 суткам и т. д., т. е. в среднем для рек Горного Алтая границы колебаний сроков вскрытия составляют около месяца.

Многолетние колебания сроков замерзания рек Горного Алтая, так же как и сроков вскрытия, носят циклический характер (рис. 7). Нормированные разностные интегральные кривые дат замерзания рек Бии, Катунь и Песчаной показывают, что многолетние колебания сроков замерзания носят синфазный характер. Наблюдается также некоторое подобие в колебаниях сроков замерзания и числа дней с восточной циркуляцией.

Кроме того, в период с 1935 по 1960 годы можно видеть некоторое сходство в колебаниях сроков замерзания и числа дней с западной и меридиональной циркуляцией за период сентябрь—ноябрь. На рис. 8 показана зависимость сроков замерзания от числа дней с западной и меридиональной циркуляцией (с сентября по ноябрь). Никакой закономерности не наблюдается в изменениях сроков замерзания и температур воздуха как по среднемесячным значениям за период октябрь—ноябрь, так и по годовым данным. Больше влияние на колебания сроков замерзания, по-видимому, оказывает интенсивность нарастания сумм отрицательных суточных температур воздуха, чем средние температуры за продолжительный период (месяц, год).

Следует указать также на высказывания Б. П. Панова [16] о том, что «...связи между синоптическими процессами и гидрологическими

Рис. 7. Графики нормированных разностных интегральных кривых: 1, 2, 3 —срока заморзания (1—р. Бия, у г. Бийска; 2—р. Песчаная, с. Точильное, 3—р. Катунь, с. Сростки); 5—числа дней с восточной циркуляцией (годовые значения); 6—чисел Вольфа; 4—числа дней с западной и меридиональной циркуляцией за период сентябрь — ноябрь



явлениями оказываются весьма сложными, часто неясно выраженными, и их изучение представляет большие трудности. Нельзя не отметить и того осложняющего обстоятельства, что все еще оказываются далеко не достаточно четко разработанными показатели синоптических процессов, особенно для азиатской части территории СССР» (стр. 17).

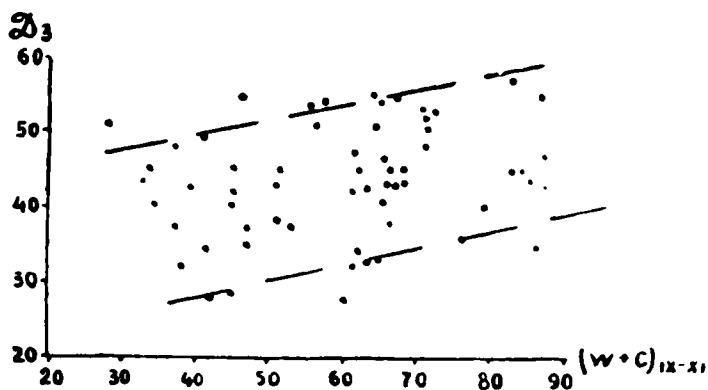


Рис. 8. Зависимость сроков заморзания р. Бии у г. Бийска от числа дней с западной и меридиональной циркуляцией за период сентябрь—ноябрь

Как отмечает Ю. М. Алехин [1], расход воды сам по себе является количественной характеристикой взаимодействия атмосферы с гидросферой и служит, таким образом, гидрологическим индексом циркуляции атмосферы. Зависимость сроков заморзания от модуля годового стока р. Бии у г. Бийска (рис. 9) показывает, что она более тесная ($r = 0,50$), чем зависимость сроков заморзания от индексов циркуляции ($r = 0,29$).

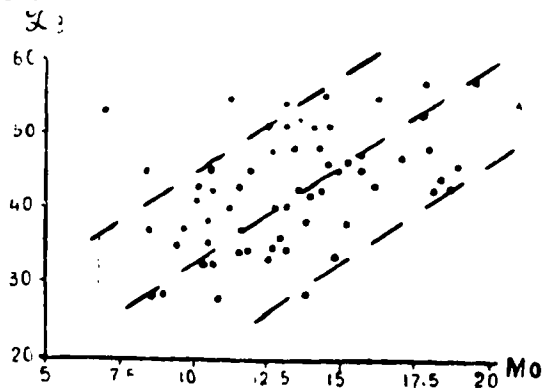


Рис. 9. Зависимость сроков заморзания от модулей годового стока по р. Бие у г. Бийска

В вековом изменении солнечной активности на спаде (1895—1935 гг.) наблюдаются более ранние даты заморзания и на подъеме (1936—1959 гг. — более поздние. Для р. Бии у г. Бийска разница этих сроков составляет трое суток, для р. Оби у г. Барнаула, где режим стока более зарегулирован, эта разность равна одним суткам.

Влияние внутривековых колебаний солнечной активности на фоне вековых фаз спада и подъема на изменения сроков заморзания не всегда проявляется четко, что связано с влиянием общей циркуляции атмосферы, а также ряда местных факторов. Так, например, на фоне аномального развития западной циркуляции (согласно эпохам А. А. Гирса) в 1916 и 1918 годах в октябре и ноябре имело место пре-

Средние сроки*) замерзания рек Верхней Оби

Таблица 2

№ п. п.	Река	Пункт	Направлен- ность процесса солнечной деятельности	Период лет												Средняя
				1895— 1935	1936— 1959	1895— 1915	1916— 1919	1920— 1925	1926— 1929	1930— 1935	1936— 1940	1941— 1945	1946— 1951	1952— 1955	1956— 1959	
1	Бия	г. Бийск	спад	12/XI		9/XI		16/XI		14/XI		15/XI		14/XI		13/XI
			подъем		15/XI		8/XI		20/XI		15/XI		14/XI		16/XI	15/XI
2	Обь	г. Барнаул	спад	11/XI		9/XI		16/XI		13/XI		11/XI		10/XI		12/XI
			подъем		9/XI		8/XI		19/XI		13/XI		13/XI		16/XI	14/XI
3	Песочная	с. Точильное	спад							13/XI		19/XI		14/XI		11/XI
			подъем								21/XI		14/XI		14/XI	12/XI
4	Катунь	с. Сrostки	спод							22/XI		15/XI		14/XI		13/XI
			подъем								24/XI		17/XI		22/XI	16/XI

*) С округлением до целых.

обладание числа дней с восточной циркуляцией над западной, что способствовало раннему замерзанию рек Бии и Оби и сказалось, таким образом, на средней дате за период 1916—1919 гг.

В вековых же изменениях дат замерзания все эти влияния осредняются и нивелируются.

Относительная изменчивость сроков замерзания примерно такая, что и для сроков вскрытия. Коэффициенты вариации дат замерзания колеблются в пределах от $C_v = 0,17$ (р. Бия у г. Бийска) до $C_v = 0,59$ (р. Песчаная — с. Точильное).

Абсолютные границы колебания сроков замерзания для р. Бии у г. Бийска составляют 29 суток, для р. Катунь у с. Сростки — 34 дня, для р. Песчаной у с. Точильного — 40 дней.

Кроме вышеприведенных зависимостей, следует подметить тот факт (без учета солнечной активности), что сроки вскрытия за последние годы наблюдаются раньше, а сроки замерзания — позже. Таким образом, общая продолжительность ледостава за последние 24 года (1936—1959 гг.) сократилась по сравнению с предшествующим периодом (1895—1935 гг.) на р. Бие у г. Бийска на 5 суток, на р. Оби у г. Барнаула на 2 суток.

Однако, если учесть, что перелом в сроках замерзания (рис. 7) произошел в начале 20-х годов текущего столетия, то продолжительность ледостава на р. Бие у г. Бийска уменьшится на 10 суток, а р. Оби у г. Барнаула — на 8 суток.

Исследования А. А. Соколова [17] и Л. С. Аносовой [3] показывают, что продолжительность ледостава на реке Неве и Западной Двине также сократилась за последние десятилетия.

II. Колебания годовых и максимальных расходов воды

Нормированные разностные интегральные кривые годовых и максимальных расходов воды р. Бии у г. Бийска, а также годовых значений типов атмосферной циркуляции (по Г. Я. Вангенгейму) показывают (рис. 10), что ход расходов не синхронен и даже не синфазен ни одному из 3-х типов (W, C, E) атмосферной циркуляции. Некоторое лишь подобие можно заметить в ходе расходов воды и числа дней с восточной циркуляцией, но прямой зависимости между этими характеристиками не наблюдается. В некоторые годы — 1903, 1906, 1930, 1936, 1937, 1938, 1946, 1957, 1958 — с увеличением числа дней с восточной циркуляцией наблюдается рост годовых и максимальных расходов воды, в годы же 1898, 1907, 1913—1916, 1919, 1921, 1925, 1926, 1948 — наоборот, с уменьшением числа дней с восточной циркуляцией и увеличением числа дней с западной происходит увеличение годовых и максимальных расходов воды. Таким образом, водность рек определяется, в основном, двумя типами атмосферной циркуляции. Этот вывод иллюстрируется графиками связи (рис. 11) модульных коэффициентов годового стока р. Бии у г. Бийска и модульных коэффициентов числа дней с западной (А) и восточной (Б) циркуляцией.

Зависимость средних годовых и максимальных расходов воды от солнечной активности, как это видно из табл. 3, прослеживается довольно четко.

Причем, как и для сроков вскрытия и замерзания, связь водности и солнечной активности проявляется как в вековых колебаниях чисел Вольфа, так и во внутривековых.

Средние годовой и максимальный расходы воды на р. Бие у г. Бийска за период спада солнечной активности (1895—1935) соответст-

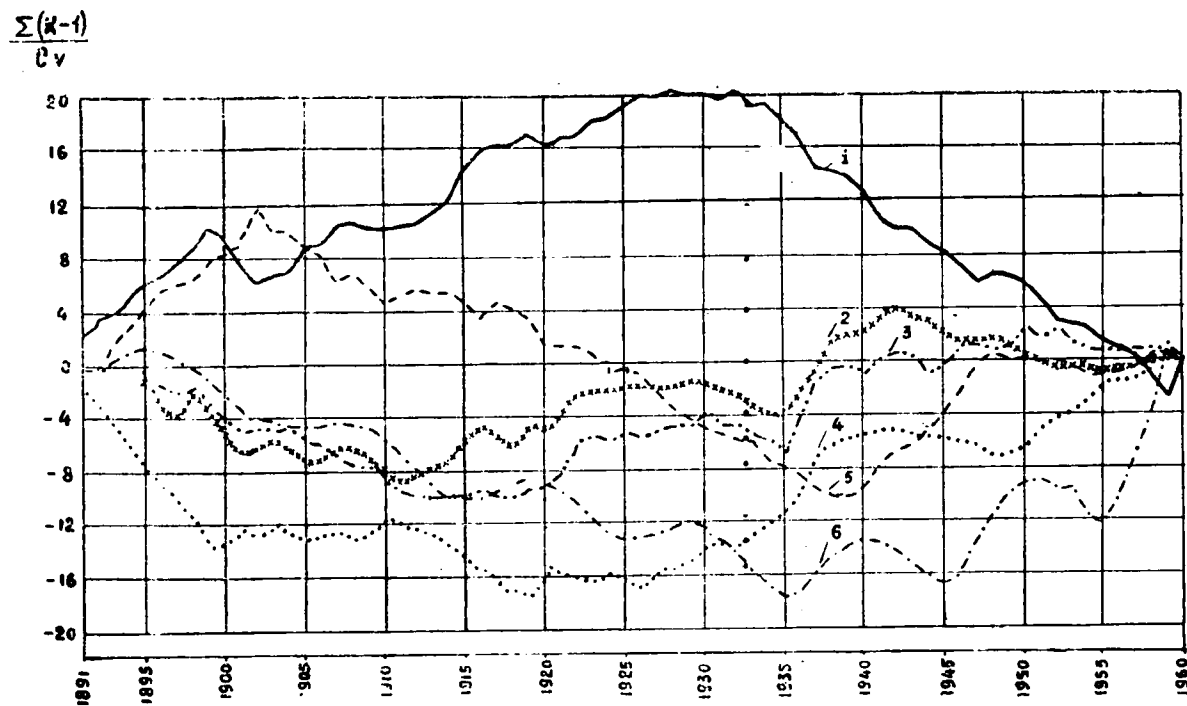


Рис. 10. Графики нормированных разностных интегральных кривых: 1 — числа дней с западной циркуляцией; 2 — годовых расходов воды р. Бии у г. Бийска; 3 — максимальных расходов воды р. Бии у г. Бийска; 4 — числа дней с восточной циркуляцией; 5 — числа дней с меридиональной циркуляцией; 6 — чисел Вольфа

венно равны $465 \text{ м}^3/\text{сек}$ и $2550 \text{ м}^3/\text{сек}$; на подъеме (1936—1959 гг.) эти расходы составляют $495 \text{ м}^3/\text{сек}$ и $2800 \text{ м}^3/\text{сек}$, т. е. средний годовой расход воды в фазу подъема чисел Вольфа оказался на 6,4% выше, чем на спаде, а средний максимальный расход — на 15%.

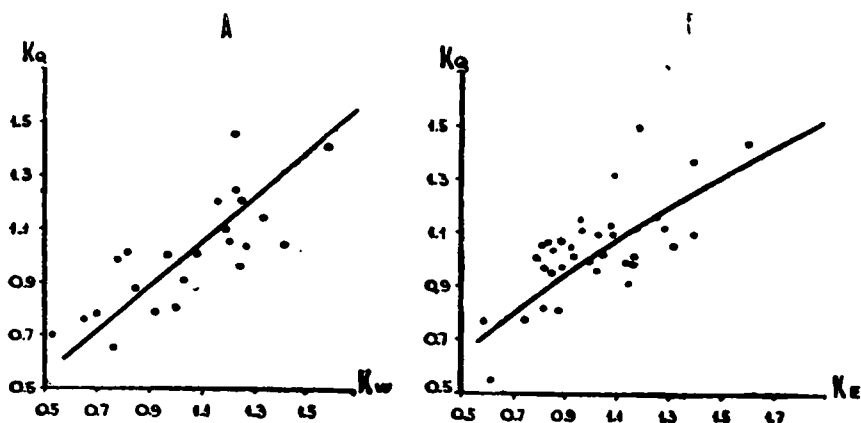


Рис. 11. Зависимости модульных коэффициентов годового стока р. Бия у г. Бийска от модульных коэффициентов числа дней с западной (А) и восточной (Б) циркуляцией

Во внутривековых колебаниях солнечной активности иногда на спаде наблюдается обратная картина, т. е. увеличение расходов воды. На р. Бие у г. Бийска в фазе спада чисел Вольфа (1920—1925 гг.) расходы воды как средний годовой, так и средний максимальный оказываются выше ($Q_0 = 527 \text{ м}^3/\text{сек}$, $Q_{\max} = 3270 \text{ м}^3/\text{сек}$) как предыдущей ($Q_0 = 499 \text{ м}^3/\text{сек}$, $Q_{\max} = 2800 \text{ м}^3/\text{сек}$), так и последующей ($Q_0 = 474 \text{ м}^3/\text{сек}$, $Q_{\max} = 2780 \text{ м}^3/\text{сек}$) фазы подъема. На фоне эпохального развития западного типа циркуляции (по А. А. Гирсу) в 1920 г. значительное развитие получает восточная циркуляция (меридиональная же значительно ослаблена). Как уже отмечалось, именно эти два типа (W и E) атмосферной циркуляции оказывают наибольшее влияние на водность рек Горного Алтая. Одновременное их развитие, в особенности в зимний период (период снегонакопления), способствовало повышенной водности рек в эту фазу (1920—1925 гг.) спада солнечной активности.

На формирование максимальных расходов воды существенное влияние могут оказывать местные (азональные) факторы. Так, например, карстовые образования (воронки, поноры и т. д.) в некоторые годы могут засоряться, и максимумы будут повышенными, в другие годы они могут промываться, и максимальные расходы соответственно будут уменьшаться. Такие явления могут наблюдаться в верхней части бассейна р. Песчаной, где карстовые явления сильно развиты.

Средние расходы как годовые, так и максимальные, вычисленные за все фазы спада солнечной активности, для рек Горного Алтая (Бия, Лебедь, Песчаная, Чарыш, Катунь) меньше, чем средние расходы, вычисленные за все фазы подъема (табл. 3). Превышение расходов воды, рассчитанных за фазы подъема солнечной активности над расходами, вычисленными за период спадов для средних годовых и максимальных расходов, колеблется в пределах от 9% (р. Бия у г. Бийска) до 60% (р. Песчаная, с. Точильное) и в среднем составляет 27%.

Значительные колебания в разностях расходов воды за периоды спадов и подъемов солнечной активности на различных реках прежде всего зависят от коэффициентов вариации годового и максимального

Таблица 3

Средние расходы воды (в м³/сек) рек Горного Алтая

№ п.п.	Река	Пункт	Направлен- ность процесса солнечной деятельности	Периоды лет												Среднее
				1895— 1935	1936— 1959	1895— 1915	1916— 1919	1920— 1915	1926— 1929	1930— 1935	1936— 1940	1941— 1945	1946— 1951	1952— 1955	1956— 1959	
1	Бия	г. Бийск	Спад $Q_0^*)$	465		450		527		442		454		452		465
			$Q_{max}^{**})$	2550		2310		3270		2400		2770		2510		2630
			Подъем Q_0		495		499		474		589		456		518	505
2	Лебедь	с. Усть- Лебедь	Q_{max}		2930		2800		2780		3650		2980		2620	2960
			Спад Q_0							81,5		98,5		78,5		86,1
			Q_{max}							830		1080		1410		1110
3	Песчаная	с. Точильное	Подъем Q_0								114		100		97,5	104
			Q_{max}								1570		1350		1170	1360
			Спад Q_0							24		31		21,5		25,5
4	Чарыш	с. Усть- Кумир	Q_{max}								227		323		257	270
			Подъем Q_0								45		35		41,4	40,5
			Q_{max}								422		310		363	365
5	Катунь	с. Сростки	Спад Q_0							41		41		40		41
			Q_{max}							350		281		494		375
			Подъем Q_0								45		48		57	50
5	Катунь	с. Сростки	Q_{max}								372		607		550	510
			Спад Q_0									577		578		577
			Q_{max}									2660		2400		2530
5	Катунь	с. Сростки	Подъем Q_0								673		600		720	664
			Q_{max}								3610		2840		3620	3340

$Q_0^*)$ Среднегодовой расход воды
 $Q_{max}^{**})$ Максимальный расход воды

стока, т. е. показателей многолетней зарегулированности речного стока.

М. С. Эйгенсон [23] предлагает для выявления зависимости гидрометеорологических явлений от солнечной активности использовать комплексный трехсторонний анализ: Солнце — атмосфера — гидросфера. Этот принцип триады был использован В. В. Голубцовым [9] при исследовании связи вековых колебаний солнечной активности и водности рек.

На рис. 12 показана зависимость интегральных сумм максимальных расходов воды, осредненных по фазам колебаний солнечной активности, от интегральных сумм числа дней с восточной циркуляцией.

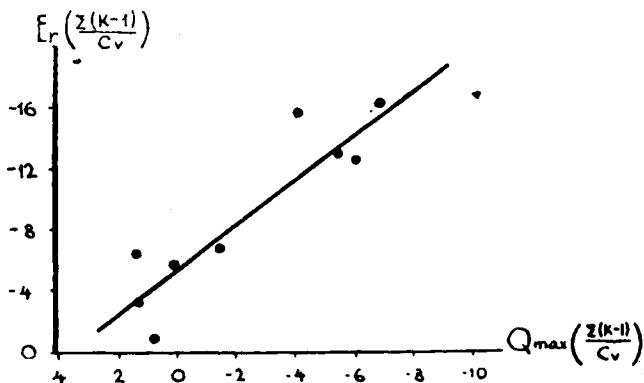


Рис. 12. Зависимость интегральных сумм максимальных расходов воды от интегральных сумм числа дней с восточной циркуляцией

также осредненным по фазам колебаний чисел Вольфа. Эта связь характеризуется высокой теснотой связи—коэффициент корреляции $r = 0,88$. Таким образом, принцип тройной взаимосвязи может иметь положительное значение для некоторых гидрологических характеристик.

Выводы

1. Многолетние колебания сроков вскрытия и замерзания, так же как и водности, на реках Горного Алтая характеризуются цикличностью, которая обусловлена изменениями солнечной активности.

2. Зависимости сроков вскрытия и замерзания от типов циркуляции атмосферы (по Г. Я. Вангенгейму) характеризуются слабой теснотой связи. Коэффициенты корреляции колеблются в пределах от 0,29 до 0,45.

Несколько лучшие зависимости получаются при использовании для связи сроков вскрытия и замерзания расходов воды (гидрологических индексов атмосферной циркуляции по Ю. М. АLEXИНУ).

3. Средние даты вскрытия и замерзания обнаруживают определенную закономерность в многолетних колебаниях в связи с изменениями солнечной активности. На фазе спада солнечной активности, как в вековых, так и во внутривековых колебаниях даты вскрытия наступают позже, а даты замерзания — раньше, чем на фазе подъема солнечной активности. При этом фазы спадов и подъема солнечной активности выбирались по нормированной разностной интегральной кривой чисел Вольфа.

4. Продолжительность ледостава за последние десятилетия (1921—1960 гг.), по сравнению с предыдущим периодом (1895—1920 гг.), значительно сократилась и на р. Бии у г. Бийска уменьшилась на 10 суток, а на р. Оби у г. Барнаула — на 8 суток.

5. Изменчивость (с точки зрения колебания амплитуды) на реках рассматриваемой территории как сроков вскрытия, так и сроков замерзания примерно одинакова.

6. В многолетних колебаниях водности рек Горного Алтая не прослеживается более или менее строгой закономерности в зависимости от одного какого-либо типа циркуляции атмосферы (W, C, E). На данной территории наибольшее влияние на величину водности оказывают как восточная (E), так и западная (W) формы атмосферной циркуляции.

7. Анализ связи многолетних колебаний расходов воды (годовых и максимальных) с солнечной активностью показывает, что на фазе спада солнечной активности средние расходы воды почти всегда оказываются меньше средних расходов воды, рассчитанных за период фазы подъема.

8. Зависимость интегральных сумм числа дней с восточной циркуляцией, осредненных по фазам колебания солнечной активности, от интегральных сумм максимальных расходов воды (тоже взятым по фазам) говорит о том, что для некоторых гидрологических характеристик предложенный М. С. Эйгенсоном принцип триады (Солнце — атмосфера — гидросфера) может успешно применяться.

9. Полученные выводы могут быть использованы для разработки методики сверхдолгосрочного прогнозирования сроков вскрытия и замерзания, а также годовых и максимальных расходов воды на реках Горного Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических макропроцессов (на примере прогнозов речного стока). Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961.

Андреянов В. Г. Циклические колебания годового стока и их учет при гидрологических расчетах. Труды ГГИ, вып. 68, 1959.

Аносова Л. С. Изменение сроков вскрытия и замерзания р. Западной Двины в связи с потеплением климата. «Метеорология и гидрология», № 6, 1955.

Белинский Н. А., Калинин И. П. О прогнозах колебания уровня Каспийского моря. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 37, 1946.

Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т. 34, Изд. «Главсевморпуть», Л.—М., 1952.

Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Гидрометеоиздат, Л., 1962 г.

Гирс А. А. Особенности многолетних колебаний циркуляции атмосферы в отдельных месяцах года. «Метеорология и гидрология», № 12, 1958.

Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеоиздат, Л., 1960.

Голубцов В. В. О влиянии вековых изменений солнечной активности на водность рек. Труды КазНИГМИ, вып. 21, 1964.

Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеоиздат, Л., 1947.

Кочукова Т. Н. Колебания годового стока рек СССР. Труды ГГИ, вып. 50 (104), Л., 1955.

Кузин П. С. Многолетние колебания водоносности рек СССР. Труды ГГИ, вып. 38 (92), Л., 1953.

Панов Б. П. Многолетние изменения сроков вскрытия и замерзания рек и озер и их сверхдолгосрочное прогнозирование. Труды III Всесоюзного гидрологического съезда, т. 3, Л., 1959.

Панов Б. П. Зимний режим рек СССР. Изд. Ленинградского ун-та, 1960.

Панов Б. П. Многолетние изменения сроков вскрытия и замерзания озер. Сб. «Малые водоемы равнинных областей СССР и их исследование». Изд. АН СССР.

Панов Б. П. Связь максимального стока рек с солнечной активностью и атмосферной циркуляцией. Труды ЛГМИ, вып. 11, 1961.

Соколов А. А. Изменение сроков вскрытия и замерзания р. Невы в связи с потеплением климата. «Метеорология и гидрология», № 10, 1953.

- Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеониздат, Л., 1959.
- Фашевский Б. В. Внутригодовое распределение стока рек Верхней Оби. Сб. «Совещание по «Схеме комплексного освоения водных ресурсов Обского бассейна». Тезисы докладов, Новосибирск, 1965.
- Фашевский Б. В. К расчету максимального стока рек бассейна Верхней Оби. Сб. «Природа, население и хозяйство Сибири», Иркутск, 1966.
- Фашевский Б. В. О температуре речных вод в горах Алтая. Сб. «Вопросы географии Сибири», вып. 6, Изд. Томского ун-та, 1966.
- Шкляев А. С. Особенности распределения осадков и стока на Среднем и Южном Урале и их связь с атмосферной циркуляцией. Ученые записки Пермского госуниверситета, № 112, Пермь, 1964.
- Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. Гидрометеониздат, Л., 1963.
-

О ВЛИЯНИИ КАРСТА НА РЕЖИМ СТОКА РЕКИ КАТУНИ

Б. В. ФАЩЕВСКИЙ

Исследование влияния карста на режим стока реки Катунь приобретает особую актуальность в связи с предстоящим освоением природных богатств Алтайского края и в первую очередь в связи с крупным гидротехническим строительством на р. Катунь.

Географическое распространение и особенности карстовых процессов в данном районе, а именно на участке от с. Еланда до с. Сростки, достаточно подробно охарактеризованы в работе А. С. Крюкова [4]. Развитие карстового ландшафта (фото 1) на участке Еланда—Срост-

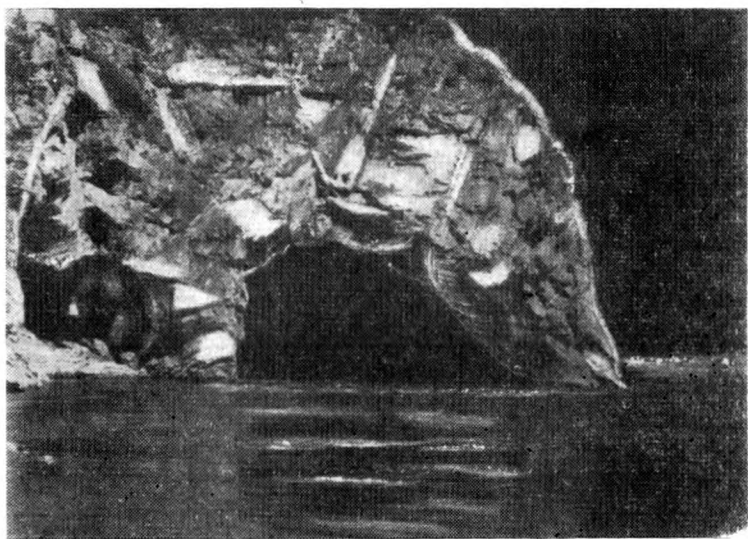


Рис. 1

ки оказывает значительное влияние на гидрологический режим реки Катунь. Анализ исходных гидрометрических данных обоих створов показал достаточно хорошую их точность, за исключением зимних расходов (что связано с исключительной сложностью зимнего режима р. Катунь). В 1956 году в июле разница в расходах 2-х створов (Еланда — Сростки) составила $20 \text{ м}^3/\text{сек}$, в августе — $12 \text{ м}^3/\text{сек}$, в сентябре — $58 \text{ м}^3/\text{сек}$, в октябре — $25 \text{ м}^3/\text{сек}$. Примерно такая же картина наблю-

дается и в последующие 1957 и 1958 гг. В то же время на участке Еланда—Сростки в Катунь впадают такие достаточно крупные реки, как Чемал, Сема, Майма, Иша и ряд других более мелких притоков с общей площадью 11 100 км².

Так, если к среднему расходу р. Катунь у с. Еланда за май 1957 г. прибавить среднемесячные расходы за тот же период по рекам Иша (с. Усть-Иша), Майма (с. Майма), Сема (с. Шебалино) с общей площадью водосбора в 4626 км², то суммарный расход получится равным 1004 м³/сек. Фактический же расход у с. Сростки за май месяц составляет 804 м³/сек. При этом остается еще не учтенной водосборная площадь в 6474 км². Следует указать, что испарение воды из русла в русловом балансе реки занимает очень незначительное место и находится за пределами точности гидрометрии. Карст оказывает существенное влияние и на ход среднесуточных расходов. Так, измеренный у с. Еланда максимальный расход 6.VI 1957 г. равен 3130 м³/сек, а измеренный расход 7 июня 1957 г. у с. Сростки (время добегания составляет примерно сутки) равен 2600 м³/сек. Расчеты показывают, что величина поглощения для закарстованного участка р. Катунь в весенне-летний период (апрель—сентябрь) составляет около 20% за трехлетний период совместных наблюдений двух постов. На уменьшение объема весеннего стока и доли его в годовом стоке на закарстованных реках Урала указывают В. А. Балков [1, 2] и А. М. Гаврилов [3].

Влияние карста на внутригодовое распределение стока сказывается, прежде всего, в сглаживании внутригодового режима стока р. Катунь у с. Сростки. Показателем внутригодовой зарегулированности может служить отношение максимальной среднемесячной величины стока к минимальной за период наблюдений. Так, в 1957 г. это отношение у с. Еланда равно 36, а у с. Сростки — 17; в 1958 г. у с. Еланда — 40,5, а у с. Сростки — 21,7.

Выявление возможного влияния карста на минимальный сток реки Катунь затруднено вследствие недоброкачественных данных о стоке в зимний период. Заметим также, что отдел гидрологии Зап.-Сиб. УГМС до сих пор не мог объяснить потери стока реки Катунь на данном участке.

Выводы

1. Наибольшее влияние карста проявляется в уменьшении объема весеннего стока.

2. Влияние карста на режим различно в периоды с различной водностью как внутри года, так и от года к году.

3. Карст оказывает довольно существенное влияние на внутригодовой режим стока р. Катунь.

4. Согласно гидрологической классификации рек карстовых районов Г. А. Максимовича [5] река Катунь относится к транзитным рекам.

ЛИТЕРАТУРА

Балков В. А. Влияние карста на режим стока рек юго-восточной части Пермской области. Записки Пермского отдела Географического общества СССР, вып. 1, 1960.

Балков В. А. Методика изучения влияния карста на сток рек (на примере Кунгурско-Иренского карстового района). Методика изучения карста, вып. 8, Пермь, 1963.

Гаврилов А. И. О влиянии карста на сток малых рек. Изв. ВГО, т. 92, № 3, 1960.

Крюков А. С. Географическое распространение и особенности проявления карстовых процессов в Горном Алтае. Изв. Алт. отдела Геогр. общества СССР, вып. 3, 1963.

Максимович Г. А. Некоторые вопросы гидрологии карстовых областей. Методика изучения карста, вып. 8, Пермь, 1963.

СПОСОБ ПРОГНОЗА СРЕДНЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ОКТЯБРЕ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ

И. М. ЧЕРНОВ

Сроки ледообразования и ледостава на реках Сибири находятся в тесной зависимости от температуры воздуха в октябре, аномалию которой необходимо учитывать в методике прогноза дат их замерзания. Учет этого важнейшего фактора может быть осуществлен путем использования его из прогноза погоды. Однако известна большая сложность прогнозирования температуры воздуха на октябрь, на который приходится и наихудшие прогнозы погоды.

Вместе с тем аномалии температуры, октября в частности, очень важны для гидрологических прогнозов. Поэтому значение каждого исследования процессов, формирующих аномалию температуры октября над территорией Советского Союза, в частности над Сибирью, еще более возрастает. Этому вопросу посвящено и данное исследование.

Район и методика исследования

Принимая во внимание, что над Евразией наибольшие контрасты температуры между материками и океанами, а также максимальные по амплитуде атмосферные волны располагаются в зоне 70—50° с. ш., объектом изучения атмосферных процессов принята зона вдоль 60-й параллели. В этой зоне умеренных широт располагаются бассейны крупнейших рек азиатской части СССР — Оби, Енисея, Лены и др.

Для изучения термобарического поля на восточном полушарии выбран ряд опорных станций. Количество станций и расстояние между ними должны быть объективно ограничены реальными размерами макропроцессов в тропосфере. При скорости зонального ветра 5 м³/сек по данному кругу широты (60° с. ш.) длина атмосферной волны составляет 4000 км, при которых обычно вокруг полушария наблюдается четыре-пять крупных волн (Гирс, 1960). Для характеристики этих волн оптимальным расстоянием между станциями является 40° по долготе (около 2250 км), что составляет половину атмосферной волны.

Однако при малых скоростях зонального потока процессов блокирования зональных течений необходимо иметь дополнительные станции, расположенные на расстоянии 20° по долготе (1120 км). В связи с этим на пространстве Атлантического океана в Евразии (от 30° з. д. до 170° в. д.) нами выбрано 11 опорных станций (точек) вдоль 60° сев. широты (рис. 1).

Меридиональная циркуляция в атмосфере связана с циклонической деятельностью в умеренных и высоких широтах. Для характеристики междуширотной циркуляции А. Л. Кац предложил способ

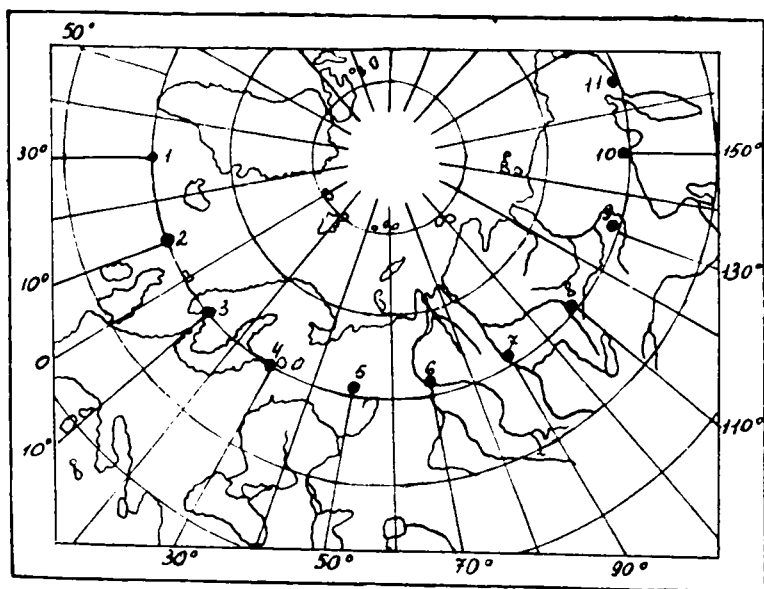


Рис. 1. Схема опорных пунктов вдоль 60° с. ш., по которым проводилась выписка данных для подсчета градиентов, характеризующих меридиональное состояние циркуляций: 1 — Атлантический океан — 30° з. д.; 2 — Атлантический океан — 10° з. д.; 3 — Осло — 10° в. д.; 4 — Ленинград — 30° в. д.; 5 — Сыктывкар — 50° в. д.; 6 — Ханты-Мансийск — 70°; 7 — Подкаменная Тунгуска — 90°; 8 — Ербогачен — 130°; 9 — Якутск — 130°; 10 — Магадан — 150°; 11 — Корф — 165° в. д.

определения географической локализации высотных гребней и ложбин по знаку разностей значений геопотенциала между станциями (Кац, 1960). В соответствии с этим меридиональные градиенты геопотенциала на картах АТ 500 мб нами определялись по 7 районам восточного полушария, причем для каждого из них по данным трех станций (рис. 1):

1. Зап. Европа по меридиану 10° в. д. по станциям 1—3—5
2. Вост. Европа по меридиану 30° в. д. по станциям 2—4—6
3. Вост. Европа по меридиану 50° в. д. по станциям 3—5—7
4. Зап. Сибирь по меридиану 70° в. д. по станциям 4—6—8
5. Вост. Сибирь по меридиану 90° в. д. по станциям 5—7—9
6. Вост. Сибирь по меридиану 110° в. д. по станциям 6—8—10
7. Якутия по меридиану 130° в. д. по станциям 7—9—11.

По сочетанию знаков (плюс, минус) геопотенциала между опорными станциями определяются синоптические ситуации по отношению к данному району (ложбина — Л, гребень — Г, восточное и западное положение ложбины — соответственно В,З), а затем подсчитывается их повторяемость по периодам (Чернов, 1968).

Происходящие в течение одного естественно-синоптического (е.-с.) периода строго ориентированные синоптические процессы характеризуют высотное поле за сравнительно небольшой интервал времени (4—6 дней). Для оценки макропроцессов необходимо иметь дело с осредненными данными о процессах во времени более круп-

ного масштаба, чем е.-с. период. Таким масштабом (шагом) во времени является естественно-синоптический сезон, «в течение которого 1,5—2,0 месяца) преобладают (около 75% и более) такие е.-с. периоды, в которых наблюдалось аналогичное географическое распределение основных термобарических полей в тропосфере, определяющееся характером теплообмена между океаном и материками» (Пагава и др., 1966).

Отсюда следует, что в течение е.-с. сезона наблюдаются не только аналогичные термобарические поля, но может иметь место и противоположное распределение синоптических ситуаций. Работы Е. И. Цепкановой (1958) подтвердили неоднородность синоптических процессов на протяжении сезонов и показали существование двух частей е.-с. сезона. Неоднородность процессов в течение е.-с. сезона осени подтверждается нашими исследованиями процессов в августе—октябре (Чернов, 1968). Так, после низкой (высокой) повторяемости высотной ложбины над бассейном Енисея в первые 3—4 е.-с. периода августа наблюдается высокая (низкая) повторяемость этой ситуации с 4—5 е.-с. периода августа и в последующие 3—5 е.-с. периодов сентября, которая в конце сентября—начале октября сменяется снова низкой (высокой) повторяемостью ложбины. Для условий бассейна Енисея, относящегося территориально ко второму е.-с. району (10), в течение сезона осени (1.VIII—30.IX) и предзимья (1.X—21.XI) можно выделить три квазиоднородных синоптических периода, продолжительность по 5—6 е.-с. периодов (25—30 календарных дней). Примерные сроки начала и окончания этих периодов следующие: а) 1—20.VIII; б) 21.VIII—20.IX; в) 21.IX—20.X.

В течение указанных квазиоднородных синоптических периодов наблюдается сравнительно устойчивая географическая локализация высотных гребней и ложбин, так как сезонный характер теплообмена между сушей и океаном создает благоприятные условия для возрождения атмосферных возмущений после их затухания. Нами установлено, что одноименные синоптические ситуации неразрывной продолжительностью от 2 до 4 е.-с. периодов над Сибирью в среднем составляют до 50% времени, а в отдельные годы достигают 6 е.-с. периодов (ситуация Л в сентябре 1947 г.). Продолжаясь непрерывно или возрождаясь через один—два е.-с. периода, однородные процессы формируют аномалию приземного температурного режима таких значительных интервалов времени, как календарных месяцев, аномалию сроков замерзания рек и других явлений.

В дальнейшем изложение выполнялось по квазиоднородным синоптическим периодам по всему району исследования (30° з. д. — 170° в. д.).

При анализе процессов использовано около 480 карт АТ 50 мб за е.-с. периоды в течение августа—октября за 1939—1966 гг., находящихся в архивах гидрометеорологического центра СССР и Красноярского управления Гидрометеослужбы.

Термобарическое поле поверхности АТ 500 мб в умеренных широтах над Евразией в августе—октябре в различные по аномалии сезоны осени

Синоптические ситуации высотных ложбины (Л), гребня (Г), западной (З), восточной (В) локализации депрессии по отношению к данному району можно рассматривать не только по отдельности, но и в комплексе. Вследствие того, что ситуации Л, В сопровождаются адвекцией холодных масс, а Г, З — выносом тепла, то их можно объединить попарно: Л, В и Г, З. Кроме того, всегда имеет место превы-

шение выноса тепла над адвекцией холодных масс в одних районах, а преобладание адвекции холодных масс — над другими районами. Этот процесс можно представить в виде разности количества ситуаций L и B и количеством ситуаций Γ , $З$ или, наоборот, разности ситуаций Γ , $З$ — L , B в некоторый период. Нами рассматривается первый вариант. Положительный знак разности ($L, B - \Gamma, З$) над районом свидетельствует об усиленной адвекции холодных масс и высокой повторяемости высотной ложбины, по сравнению с гребнем; отрицательный знак разности указывает на адвекцию тепла и развитие высотного гребня. Поэтому рассматриваемые данные будут объективно характеризовать не только географическую локализацию гребней и ложбин в пространстве, но косвенно и их интенсивность, весьма необходимые для анализа макропроцессов.

Рассмотрим циркуляционные особенности средней тропосферы (H_{500}) над Евразией в трех группах лет в зависимости от аномалии средней месячной температуры октября (первая половина сезона предзимья) в бассейне Енисея. Ввиду того, что аномалии температуры одного знака в октябре распространяются на большие пространства, то в дальнейшем аномалия средней месячной температуры октября подсчитывалась по станциям Ханты-Мансийск, Подкаменная Тунгуска, Ербогачен, по которым приземное поле температуры характеризуется в основном по всей Сибири ($70-110^\circ$ в. д.) умеренных широт. Для краткости выражение «аномалия средней месячной температуры октября» заменим выражением «сезон предзимья».

Данные о повторяемости разности ($L, B - \Gamma, З$) по районам Евразии в течение квазиоднородных синоптических периодов по трем группам лет представлены на рис. 2.

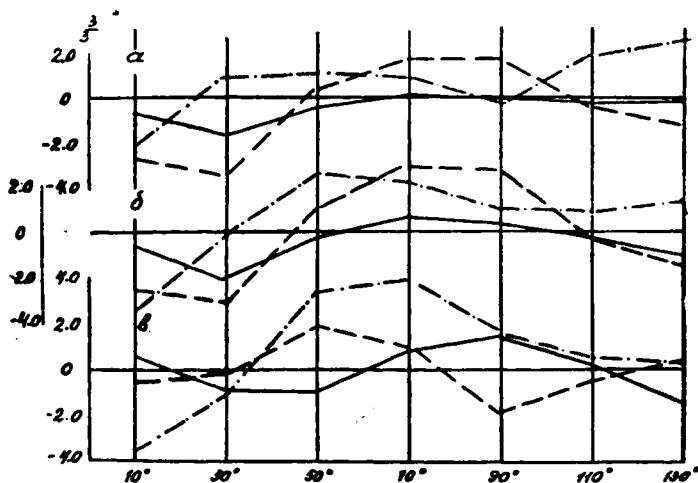


Рис. 2. Повторяемость разности синоптических ситуаций $L, B - \Gamma, З$ над Евразией в различные по аномалии сезоны осени над Средней Сибирью: а — около нормы; б — положительная аномалия; в — отрицательная аномалия

Условные обозначения однородных периодов: — 1—20.VIII, — 21.VIII—20.IX; — 21.IX—20.X

1. Сезон около нормы. В период 1—20.VIII над окраинами Евразии располагаются высотные гребни, причем западный гребень (центр 30° в. д.) более выражен, чем восточный (130° в. д.); между гребнями наблюдается ложбина (Сибирь). Такое термобарическое поле имеет

место в 60% ряда наблюдений, в остальных случаях — один высотный гребень над Сибирью с ложбиной на западе и востоке от него.

Во второй период (21.VIII — 20.IX) повторяемость высотных гребней над Западной, Средней Европой и Якутией увеличивается. На пространстве от 50 до 90° в. д. формируется хорошо развитая ложбина.

В третий период (21.IX—20.X) высотная депрессия распространяется на большую часть Евразии (30—130° в. д.), с максимальным ее развитием над Якутией, наименьшим — над Средней Сибирью; высотный гребень перемещается с Европы на Восточную Атлантику.

Для рассматриваемой группы лет на средней карте АТ 500 мб за сентябрь и октябрь изогипсы имеют направление, близкое к широтному (Чернов, 1965).

2. Положительная аномалия сезона. В первый период барические образования над Евразией представлены тропосферными гребнями над Европой и Якутией, с небольшой депрессией над Западной Сибирью (рис. 2,б).

Во второй период локализации гребней и ложбин сохраняются без изменения, но увеличивается интенсивность процессов, особенно высотной ложбины над Сибирью по сравнению с первым периодом.

В третий период высотная депрессия занимает почти всю территорию Союза ССР с наибольшим развитием над Восточной Европой и Западной Сибирью (50—70° в. д.), с наименьшим — над бассейном Енисея, что и определяет положительную аномалию температуры над ним.

На средней карте АТ 500 за сентябрь гребень субтропического антициклона направлен на Скандинавию и Шпицберген, а над низовьями Оби и Енисея — ложбина высотного циклона. В октябре высотная фронтальная зона над Евразией занимает преимущественно широтное положение (Чернов, 1965).

3. Отрицательная аномалия сезона. Этот сезон сопровождается высокой меридиональностью процессов. Кроме того, в период 1—20.VIII атмосферные волны смещены в восточном направлении. Тропосферный гребень располагается над Средней и Восточной Европой (восточная периферия над 50° в. д., вместо обычного положения у 30° в. д.); второй гребень расположен над Якутией. Над Сибирью располагается ложбина.

Во второй период локализация барических образований полностью заменяется, т. е. происходит полная перестройка процессов: возникает тропосферный гребень над Сибирью (90° в. д.), к западу и востоку от которого образуются ложбины, особенно интенсивная над Восточной Европой (50° в. д.). Над Западной Европой наблюдается слабый гребень вместо обычного хорошо выраженного.

В третий период высотная ложбина распространяется на большую часть Евразии, с наибольшим развитием над Западной Сибирью; это обуславливает отрицательную аномалию температуры октября над Сибирью и Восточной Европой,

На карте Н₅₀₀ за сентябрь ложбина арктического высотного циклона ориентирована на Новую Землю, Урал и Каспийское море, а над бассейнами рек Оби и Енисея — высотный гребень. На карте за октябрь над Сибирью располагается обширная ложбина полярного циклона с самостоятельным центром над Северной Землей и Новосибирскими островами. Над Западной Европой и северо-восточной частью Атлантики располагается интенсивный гребень.

Из вышеизложенного следует, что условия формирования температурных аномалий сезона предприняв в Сибири сопровождаются

существенными различиями атмосферных процессов над пространствами восточного полушария.

Взаимосвязь макропроцессов в пространстве и времени

Взаимосвязь атмосферных процессов в смежных районах северного полушария рассматривалась в ряде работ (Бурлуцкий, 1967; Воробьева, 1962; Гирс, 1960; Namies Gerone, 1959 и др.). Некоторые исследователи взаимосвязи процессов используют для целей прогноза погоды.

Так, Х. Х. Рафаилова (1966) по прогнозу поля аномалии $H_{\frac{500}{1000}}$ над сектором II (0—90° в. д.) изображает сопряженное ему поле аномалии над сектором III (90—180° в. д.), а затем переходит к прогнозу приземного температурного поля.

Взаимосвязь макропроцессов нами исследовалась по четырем районам Евразии. В связи с неразрывностью процессов последние исследовались с перекрытием между районами: 1) Западная Европа (10° в. д.) — от 30° в. д. до 50° в. д.; 2) Восточная Европа (50° в. д.) — от 10° до 90° в. д.; 3) Средняя Сибирь (90°) — от 50° до 130° в. д.; 4) Якутия (130°) от 90° до 170° в. д.

Объектом исследования являлись данные о повторяемости высотных гребней и ложбин по районам в трех квазигомогенных периодах сезона осени и предзимья.

Таблица 1
Коэффициенты корреляции повторяемости высотных гребней и ложбин (АТ 500 мб) между районами Евразии в августе—октябре (за 1949—66 гг.)

Районы	1—20.VIII			21.VIII—20.IX			21.IX—20.X		
	Восточная Европа	Средняя Сибирь	Якутия (130° в. д.)	Восточная Европа	Средняя Сибирь	Якутия (10° в. д.)	Восточная Европа	Средняя Сибирь	Якутия (130° в. д.)
Западная Европа	0,35	0,14	- 0,16	-0,41	-0,37	0,36	-0,69	0,04	0,71
Восточная Европа	—	-0,50	0,08	—	-0,45	-0,19	—	0,49	-0,51
Средняя Сибирь	-0,50	—	0,49	-0,45	—	-0,22	-0,49	—	-0,09

Из приведенных данных видно, что:

а) отрицательная корреляционная функция связи процессов имеет место и увеличивается от августа к октябрю между Западной и Восточной Европой (коэффициент корреляции от —0,35 до —0,69); такая же отрицательная функция, но с более высоким значением коэффициента корреляции (—0,50) наблюдается в течение всего сезона между Средней Сибирью и Восточной Европой;

б) имеющиеся положительные связи процессов в августе приобретают отрицательные значения в октябре между Восточной Европой и Якутией (от 0,08 до —0,51), а между Западной Европой и Якутией образуется высокая положительная корреляция (от — 0,16 до 0,71). Такая тесная связь процессов в октябре между этими районами объясняется усилением меридиональной циркуляции над полушарием и синхронностью изменений синоптических положений в центрах районов с различными свойствами подстилающей поверхности;

в) взаимосвязь процессов в течение сезона ослабляется между Средней Сибирью и Якутией (от $-0,49$ до $-0,09$).

Из изложенного видно, что большинство районов имеет обратно-пропорциональные связи процессов: увеличение (уменьшение) повторяемости высотных гребней (ложбин) в одном районе вызывает уменьшение (увеличение) этих ситуаций в соседних районах. Исключение представляют районы Западной Европы и Якутии в третьем периоде, когда процессы в этих районах являются синхронными ($r=0,71$).

Преимственность макропроцессов во времени также изучалась многими исследователями (Бурлуцкий, 1967; Гирс, 1960; Кац, 1960; Пагава, 1960, Namies Gerone, 1959 и др.). Совсем недавно Б. Р. Урьева (1966) рассматривала климатическую преимственность макропроцессов от сезона к сезону и ее связь с интенсивностью циркуляции. При этом в качестве опорного макропроцесса ею использована сезонная локализация климатического высотного гребня над ЕТС—Атлантикой.

Согласно выполненным нами исследованиям взаимосвязь процессов во времени представляется следующей. В нормальные и сезоны предзимья с положительной аномалией ход изменения ситуации между первым (1—20.VIII) и вторым (21.VIII—20.IX) периодами в зоне 10° — -90° в. д. характеризуется убыванием повторяемости ситуаций Г, З и возрастанием повторяемости ложбины, а на пространстве 90° — 130° в. д. — увеличением повторяемости высотного гребня (рис. 3). Различие сос-

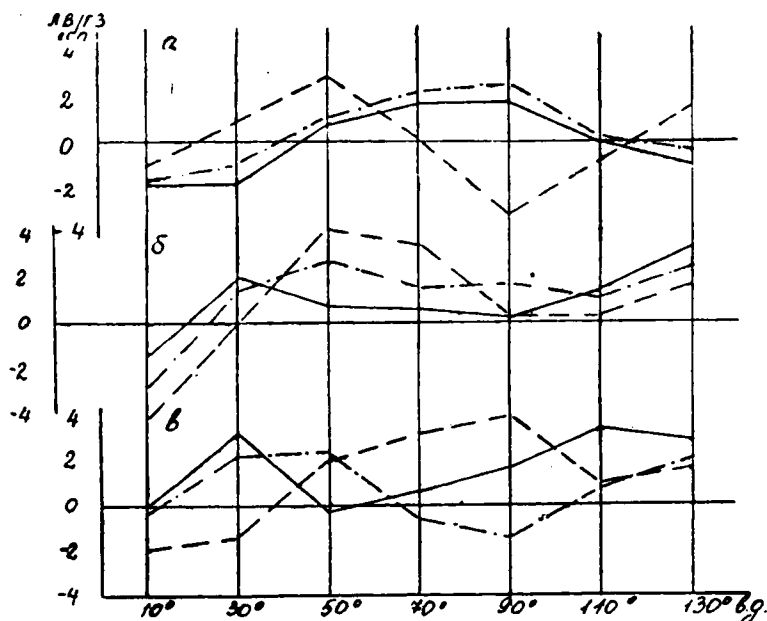


Рис. 3. График изменения разности синоптических ситуаций Л., В., Г, З над районами Евразии между периодами: а — первым (1—20.VIII) и вторым (21.VIII—20.IX); б — первым (1—20.VIII) и третьим (21.IX—20.X), в — вторым и третьим.

Условные обозначения аномалии сезона: — около нормы; — — — положительная; — · — — отрицательная

тоит в том, что кривая, соответствующая положительной аномалии, занимает верхнее положение, по сравнению с нормальным сезоном, что указывает на более интенсивное развитие над Евразией ложбинного положения во второй период.

В сезон с отрицательной аномалией между первым и вторым периодами на пространстве Европы (10° — 50° в. д.) и Восточной Сибири (110° — 130°) наблюдается интенсивное развитие депрессии, а над Западной и Средней Сибирью развитие высотного гребня, который в этих районах оказывается наиболее интенсивным по сравнению с другими районами Восточного полушария.

Развитие ситуаций между первым и третьим периодами во все сезоны характеризуется смещением высотного гребня с Европы на северную часть Атлантического океана (10° — 30° з. д.), а также увеличением количества ситуаций *Л* и *В* на пространстве Евразии к востоку от 30° в. д. с некоторыми вариациями локализации ложбины в зависимости от сезона (рис. 3, б).

Взаимодействие процессов между вторым и третьим периодами в сезон с положительной аномалией характеризуется значительным уменьшением повторяемости ложбины над Средней Сибирью, а также над Западной Европой и Атлантикой, где отмечаются высотные гребни. Максимальная повторяемость депрессии находится над Европой и Якутией.

Противоположное распределение синоптических ситуаций имеет место в сезон с отрицательной аномалией (рис. 3, в), когда депрессия развивается к востоку от Восточной Европы, а над Средней и Западной Европой — развитие тропосферного гребня. В сезон около нормы повторяемость ситуаций находится между повторяемостью ситуаций аномальных сезонов.

Имеющиеся закономерности взаимосвязей и тенденции в развитии атмосферных процессов могут быть использованы в методе прогноза аномалии средней температуры октября.

Способ прогноза средней температуры воздуха в октябре для центральных районов Сибири

Разработке методов прогноза средней температуры на сезон и месяц посвящены многочисленные исследования как в Советском Союзе, так и в других странах (Бабкин, 1966; Блюмина, 1963; Дрогайцев, 1967; Пагава, 1966 и др.). Неомотря на некоторые успехи в этом направлении за последние годы, в целом оправдываемость прогнозов все еще отстает от запросов народного хозяйства.

Имеющиеся работы по анализу процессов и прогнозу погоды по азиатской части Союза ССР относятся в основном к Западной (бассейн р. Оби) и Восточной (бассейн р. Лены) Сибири. Специальных работ по прогнозу средней температуры октября для бассейна р. Енисея до настоящего времени не выполнялось. Для этой территории в данном исследовании приводятся некоторые варианты прогноза температуры октября.

а. Прогноз по данным на 20 августа

Независимо от способа долгосрочного прогноза среднемесячной температуры, все методы основаны на предположении наличия пространственно-временных связей процессов. От степени соответствий предполагаемых связей с реальными процессами зависит оправданность прогноза.

Исследуем связи процессов над районами Евразии в течение трех квазиоднородных синоптических периодов сезона непосредственно с приземной температурой октября (по трем станциям Сибири), являющейся результатом взаимодействия всех погодообразующих факторов.

Из табл. 2 видно, что процессы первого периода большинства районов Евразии (кроме Восточной Европы) имеют отрицательные значения корреляционной функции с температурой октября в Сибири ($-0,42 - 0,04$). Наиболее тесная связь ($-0,42 - 0,30$) наблюдается с процессами над Западной и Средней Европой. Из предыдущего изложения следует, что над этими районами в августе располагается высотный гребень.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции связей между средней месячной температурой воздуха за октябрь в Сибири и разностью синоптических ситуаций (Л,В—Г,З) в различных районах Евразии в предшествующие периоды (по 60° с. ш.)

Периоды	Восточная долгота, градусы						
	10	30	50	70	90	110	130
1—20.VIII	$-0,42$	$-0,32$	$0,26$	$-0,09$	$-0,18$	$-0,04$	$0,06$
21.VIII—20.IX	$-0,33$	$-0,46$	$0,01$	$0,32$	$0,59$	$-0,22$	$-0,31$
1.VIII—20.IX	$-0,50$	$-0,58$	$0,17$	$0,25$	$0,44$	$0,01$	$-0,15$

Однако местоположение высотного гребня в отдельные годы не является постоянным, на что указывают и другие авторы (Кац, 1960; Урьева, 1966).

Географическая локализация высотных барических образований иногда определяется по абсолютному значению геопотенциала (Урьева, 1966). Этот способ применим, когда хорошо выражена меридиональность процессов, однако он оказывается недостаточным при малых амплитудах длинных атмосферных волн. В этом случае локализацию гребня можно определить по максимальной положительной (для ложбины) и отрицательной (для гребня) разности синоптических ситуаций (Л,В — Г,З) над соответствующими районами. Указанным способом была определена географическая локализация наиболее интенодных гребней и ложбин над восточным полушарием по квазиднородным синоптическим периодам отдельных лет.

В среднем за 1—20.VIII за 28-летний период (1939—1966 гг.) на рассматриваемом пространстве (30° з. д. — 130° в. д.) высотная ложбина располагается в районе Исландии (10° з. д.), западное положение ложбины отмечено в районе Гренландии и к западу от нее ($30^\circ - 70^\circ$ з. д.), в 35% ряда, восточное — над Западной Европой (10° в. д.), 15% ряда.

Расположенный к востоку от ложбины высотный гребень в среднем за тот же период находится над Европой (50° в. д.). Западное положение отмечалось в районе 10° в. д. (21% случаев), восточное — над $110-130^\circ$ в. д. (15% ряда).

Между локализацией гребня и термобарическим полем над Евразией наблюдается обратная связь: при западном положении гребня более низкой становится изобарическая поверхность АТ 500 мб, так как углубляется ложбина арктической депрессии и наоборот, чем восточнее гребень, тем выше АТ 500 мб, вследствие заполнения ложбины. Принимая во внимание определенное циркуляционное значение высотного гребня и его географической локализации, аномалия последней за 1—20.VIII была сопоставлена с аномалией температуры октября по станциям Сибири (рис. 4). В случае расположения гребня в Зап. Европе (отрицательная аномалия) над Сибирью наблюдается ложбина, которая в октябре заменяется гребнем, что обуславливает положитель-

ную аномалию температуры этого месяца. При положительной аномалии гребня (над Сибирью или Якутией) последний в третьем периоде заменяется ложбиной, которая формирует отрицательную аномалию температуры над этими районами.

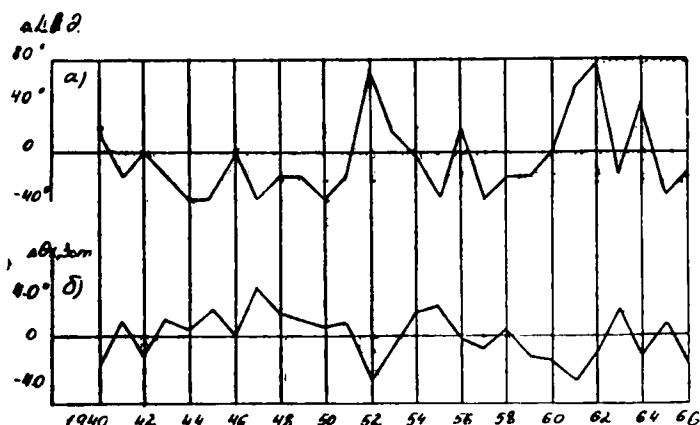


Рис. 4. Совмещенный график аномалии географической локализации высотного гребня над Евразией на изобарической поверхности АТ 500 мб в период 1—20.VIII (а) и аномалии средней месячной температуры октября (б) по станциям Западной и Средней Сибири (Ханты-Мансийск, Подкаменная Тунгуска, Ербогазачен).

Отсюда видно, что рассматриваемая связь температуры октября с географической локализацией высотного гребня является обратно пропорциональной, с коэффициентом корреляции $r = -0,64 \pm 0,16$.

Аналогичная связь температуры также имеет место с локализацией ложбины над северной частью Атлантического океана ($r = -0,67 \pm 0,13$).

С учетом географической локализации высотной ложбины и сопряженного с ней гребня, а также аномалии термобарического поля H_{500} над Евразией вдоль 60° с. ш. в период 1—20.VIII нами получены уравнения регрессии по эмпирическим функциям влияния (Уайт и Пальсон, 1958) для расчета приземной средней температуры воздуха в октябре ($\Delta\theta_x$) по центральным районам Сибири ($70—110^\circ$ в. д.):

Уравнения имеют следующий вид:

$$\Delta\theta_x = -0,464 - 0,868 \Delta L - 0,074 \Delta\Phi; \quad (1)$$

$$\Delta\theta_x = 0,365 - 0,349 \Delta L' - 0,031 \Delta\Phi, \quad (2)$$

где ΔL и $\Delta L'$ — аномалии географической локализации соответственно высотной ложбины и гребня (в градусах вост. долготы, уменьшенной в 10 раз). $\Delta\Phi$ — аномалия геопотенциала АТ 500 мб по 11 опорных станциям от 30° з. д. до 170° в. д. по 60° с. ш. (рис. 1).

Согласно А. А. Гирсу (1960), оценка успешности прогнозов средней месячной температуры воздуха производится по знаку ρ и относительной величине θ . Прогноз имеет хорошую оправдываемость при $\theta < 1$, когда погрешность методического прогноза меньше погрешности климатологического прогноза, а также при $\rho > 0$, т. е. прогноз знака аномалии оправдался более чем по 50% всех станций (ряда наблюдений). К этой оценке можно добавить оправдываемость стандартной допустимой погрешности прогноза ($0,674 \sigma$) (Наставление..., 1962).

Как видно из таблицы 3, уравнения 1, 2 имеют высокие показатели по знаку аномалии (ρ), относительной ошибке (θ), они также превышают оправдываемость климатологического прогноза на 37—150 (удов-

Таблица 3

Данные об оправдываемости проверочных прогнозов средней месячной температуры воздуха в октябре для центральных районов Сибири по уравнениям регрессии

№ уравнений	Дата выпуска прогноза	ρ	θ	Допустимая погрешность прогноза ($0,674\sigma$)°C по (21)	Оправдываемость (%) доп. погрешность		Превышение (%) оправдываемости по методу над климатол.
					климато-лог.	метода	
1	21—22.VIII	0,46	0,75	1,4	37	52	15
2	"	0,69	0,77	"	"	59	22
3	21—22.IX	0,78	0,69	"	"	70	33
4	"	0,78	0,70	"	"	74	37

летворительный прогноз при различии в 10%). Следовательно, по этим уравнениям можно составить прогноз температуры октября с заблаговременностью около 40 суток.

2. Прогноз по данным на 20 сентября

Анализ макропроцессов за второй квазиоднородный период (21.VIII—20.IX) показывает (см. выше), что температура воздуха в октябре в Сибири имеет отрицательную корреляционную функцию ($-0,46$ — $-0,22$) с процессами над Европой (10 , 30° в. д.) и Восточной Сибирью (110 — 130° в. д.), положительную ($0,50$ — $0,32$) — с процессами Зап. Сибири (70 — 90° в. д.), причем более высокие значения, чем в первый период. Это естественно, так как процессы сентября непосредственно предшествуют началу сезона предзимья. С учетом этого получено следующее уравнение регрессии для прогноза средней температуры октября:

$$\Delta\theta_x = 0,119 - 0,503 \Delta LB_{30^\circ} - 0,723 \Delta \Gamma Z_{90^\circ}, \quad (3)$$

где ΔLB_{30° — аномалия повторяемости синоптических ситуаций L и B над Европой (30° в. д.); $\Delta \Gamma Z_{90^\circ}$ — аномалия повторяемости ситуаций Γ и Z над бассейном Енисея (90° в. д.).

Показатели оправдываемости по (3) приведены в табл. 3.

Из предшествующего анализа атмосферных процессов видно, что в годы со значительными аномалиями сезона предзимья имеет место перестройка барических образований в сентябре и октябре над Сибирью. В связи с этим для оценки развития высотного барического поля над бассейном р. Енисея (90° в. д.) имеется необходимость в дифференциации процессов во времени. В качестве характеристики перестройки поля H_{500} принимается разность ситуаций ($L, B - \Gamma, Z$) между первым (1—20.VIII) и вторым (21.VIII—20.IX) периодами. Эта характеристика достаточно хорошо определяет температуру предзимья ($\bar{t} = 0,64 \pm 0,08$), поэтому и была применена в следующем уравнении (4).

Наличие высотного гребня над Европой, отмечаемого на климатических картах (Бурдуцкий и др., 1967; Гирс, 1960; Кац, 1960; Морозова и др., 1960), можно характеризовать повторяемостью синоптических ситуаций за весь исходный период с 1.VIII по 20.IX по меридианам 10

и 30° в. д. умеренных широт; данный показатель связан с температурой октября в Сибири коэффициентом корреляции — $0,59 \pm 0,07$.

Уравнение регрессии имеет вид:

$$\Delta\Theta_x = 0,268 - 0,262 \Delta S_{10,30^\circ} + 0,259 \Delta S_{90^\circ}, \quad (4)$$

где $\Delta S_{10,30^\circ}$ — аномалия повторяемости ситуаций ($L, B - G, Z$) над Европой ($10, 30^\circ$ в. д.) за 1.VIII. — 20.IX; ΔS_{90° — аномалия разности ситуаций ($L, B - G, Z$) между периодами 1—20.VIII и 21.VIII — 20.IX над Сибирью (90° в. д.).

Из табл. 3 видно, что показатели проверочных прогнозов по уравнениям (3) и (4) примерно одинаковые: оправдываемость допустимой погрешности равна 70—74%, что превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы на 33—37%. Заблаговременность прогноза по уравнениям (3 и 4) составляет 10 суток.

Уравнения регрессии (1—4) получены по значительному ряду наблюдений (27 лет), что указывает на их относительную надежность. Кроме того, по этим уравнениям оказываются зафиксированными сезоны 1947, 1952, 1961, 1964 и др. со значительными аномалиями средней месячной температуры октября (от минус 4,0 до плюс $4,3^\circ$ C), что является важным обстоятельством при оперативном гидрометеорологическом обслуживании транспортных и других народнохозяйственных организаций.

Полученные по приведенным уравнениям прогнозы средней температуры в центральных районах Сибири (по станциям Ханты-Мансийск, Подкаменная Тунгуска, Ербогачен) могут учитываться при составлении долгосрочных прогнозов сроков ледообразования и ледостава в бассейнах рек Енисея и Оби.

Заключение

1. Выполнено исследование термобарического поля АТ 500 мб над умеренными широтами Евразии за август—октябрь с 1939 по 1966 гг. в различные по аномалии сезоны предзимья над Средней Сибирью. В каждом из трех типов сезона наблюдается своеобразная атмосферная циркуляция в течение длительного периода (VIII—X).

2. Исследована взаимосвязь макропроцессов в средней тропосфере в сопряженных районах восточного полушария (30° в. д. — 170° в. д.), а также между выделенными квазиоднородными синоптическими периодами.

3. Получены уравнения регрессии для долгосрочного периода средней месячной температуры воздуха в октябре для центральных районов Сибири (в зоне 60° с. ш. на пространстве $70—90^\circ$ в. д.). При этом в качестве основных аргументов, содержащих информацию о развитии процессов над Сибирью в сезон предзимья, использованы данные о географической локализации высотных гребней и ложбин, их повторяемости в августе—сентябре над восточным полушарием умеренных широт.

4. Показатели качества уравнений $\Theta = 0,70—0,75$; $\rho = 0,78—0,48$; обеспеченность климатологического прогноза на 37—15%. Заблаговременность прогнозов по данным на 20. VIII и 20. IX соответственно 40 и 10 дней. Уравнения могут быть использованы в оперативной практике для составления прогнозов погоды и осеннего ледового режима на реках Оби и Енисея.

ЛИТЕРАТУРА

Бабкин А. В. Способ прогноза аномалии температуры воздуха в осенние месяцы в Западной Сибири и Северном Казахстане. Труды ЦИП, вып. 153, Л., 1966.

Блюмина Л. И. О прогнозе аномалии приземной температуры воздуха на сезон и месяц. Труды ЦИП, вып. 127, 1963.

Бурлуцкий Р. Ф., Рафанлова Х. Х., Семенов В. Г., Храбров Ю. Б. Колебания общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы погоды. Гидрометеониздат, Л., 1967.

Васюков К. А., Зверев Н. И., Педь Д. А. О прогнозе аномалии средней месячной температуры воздуха с 10-дневной заблаговременностью. Труды ЦИП, вып. 147, 1966.

Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеониздат, Л., 1962.

Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеониздат, Л., 1960.

Дрогайцев Д. А. К прогнозу месячной аномалии температуры воздуха. Труды ГМП, вып. 4, 1967.

Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеониздат, Л., 1960.

Линник Ю. В. Метод наименьших квадратов и основы теории обработки наблюдений. Изд. 2-е, Физматгиз, М.—Л., 1962.

Морозова М. И. и Петросянц М. А. Повторяемость циклонов и антициклонов в тропосфере над северным полушарием. Труды ЦИП, вып. 106, 1960.

Пагава С. Т., Аристов Н. А., Блюмина Л. И., Туркетти З. Л. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды. Гидрометеониздат, Л., 1966.

Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Гидрометеониздат, Л., 1959.

Рафанлова Х. Х. Сопряженность полей аномалии $N \frac{500}{1000}$ над северным полушарием и прогноз температуры над территорией Советского Союза. Труды ЦИП, вып. 154, 1966.

Сергеев Н. И. Синоптические сезоны и сезоны аномалии температуры воздуха холодного подугория в Восточной Сибири. Сб. работ по синоптике. № 3. Гидрометеониздат, М., 1959.

Суслов С. П. Физическая география СССР. Учпедгиз, Л.—М., 1947.

Урьева Б. Р. Сезонная циркуляция и месячный прогноз погоды. Труды ЦИП, вып. 154, 1966.

Уайт Р. и Пальсон В. П. Прогностические зависимости эмпирических функций влияния. Сб. «Вопросы предсказания погоды». Гидрометеониздат, Л., 1958.

Целканова Е. И., Урьева Б. Р. Прогноз общей характеристики погоды на месяц. Труды ЦИП, вып. 71, 1958.

Чернов И. М. Синоптические условия начала ледообразования на реках бассейна Енисея. Труды ЦИП, вып. 151. Гидрометеониздат, М., 1965.

Чернов И. М. Некоторые закономерности атмосферных процессов над Сибирью и использование их для прогноза появления льда на нижнем Енисее. Труды ГМЦ, вып. 17, 1968.

Наставление по службе прогнозов, раздел 3, ч. I. Гидрометеониздат, Л., 1962.

Namies G e r o m e. Persistance of midtropocheirc circulation between adjacent months and seasons. «Atmos. and Sea Motion». New Jork, Rockfeller Inst. Press., 1959.

ТОЛЩИНА ЛЬДА МАЛЫХ РЕК ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Н. К. МИНИН, М. В. КРАШЕНИННИКОВ

На малых реках таежной зоны Западной Сибири наблюдается очень неравномерное распределение толщины льда по длине реки. Например, на плесах рек Шегарки, Иксы, Баксы и др. толщина льда достигает 50—70 см, тогда как на перекатах она только в некоторые сроки наблюдений превышает 10—15 см, а иногда ледяной покров, образовавшийся на них с осени, уже к половине зимы полностью стает. В этом случае над водной поверхностью перекатов сохраняется снежный покров, нижняя поверхность которого превращается в лед. Он, как правило, несколько возвышается над уровнем воды, образуя своеобразный снежный мост.

В гидрологических ежегодниках за прошлые годы (особенно до 1955 г.), а в некоторых случаях и за настоящие, толщина льда помещена только по данным измерений в створах основных водомерных постов, которые в большинстве случаев устанавливаются на плесах. Поэтому эти данные не отражают действительную толщину льда в пределах участка реки плес плюс перекат и, тем более, характер изменения толщины льда по длине реки.

Процесс образования ледяного покрова и нарастания толщины льда хорошо освещен в специальной литературе. Причем нарастание толщины льда поставлено, как это и есть на самом деле, в зависимость от суммы отрицательных температур воздуха, главным образом и в какой-то степени, от высоты и плотности снежного покрова на льду.

Формула Ф. И. Быдина (1932) дает вполне удовлетворительные результаты при вычислении толщины льда озер, водохранилищ и плесовых участков больших рек со спокойным течением и отсутствием осенних торосов. Для больших рек Сибири проверка этой формулы произведена, в частности, И. П. Бутягиным (1957).

Толщина льда на плесовых участках малых рек, вычисленная по формуле Ф. И. Быдина, получается несколько завышенной. Для расчета толщины льда на перекатах эта формула является совершенно неприемлемой.

Уменьшение толщины льда на перекатах во многих случаях объясняют уменьшением глубин и увеличением скорости течения. Такое объяснение хотя и увязывается с действительным положением, но не вскрывает существа явления.

Скорости течения на перекатах таежных рек значительно меньше скоростей течения рек ряда других районов, но на последних умень-

шения толщины льда от плеса к перекапу не отмечается. А если такое уменьшение и есть, то оно незначительно и происходит за счет механического стирания нижней поверхности льда. Уменьшение толщины льда на перекатах нельзя также относить за счет уменьшения глубин. Наоборот, уменьшение глубин в ряде случаев приводит к тому, что перекаты становятся местом перемерзания не только малых, но и сравнительно крупных рек. На реках таежной зоны Западной Сибири перемерзание не наблюдается даже на очень малых реках.

Причина неравномерного распределения толщины льда по длине малых таежных рек, по данным наших наблюдений, заключается, главным образом, в морфологии русла и связанных с этим условий теплообмена между ложем русла и водной массой на плесе и значительным подтоком грунтовых или подпочвенных вод.

В морфологии русел рек Шегарки, Иксы и Баксы имеются свои особенности, присущие и другим таким же рекам таежной зоны Западной Сибири. Наиболее характерным является чередование глубоких плесов и мелких перекатов на всем верхнем и среднем течении этих рек. Отношение максимальных глубин плесов и перекатов $\frac{h_{\text{плес}}}{h_{\text{перекат}}}$ достигает 10 и более. На участках водомерных постов на р. Иксе у с. Плотниково (рис. 1) и р. Шегарке у д. Боборыкина глубины на пле-

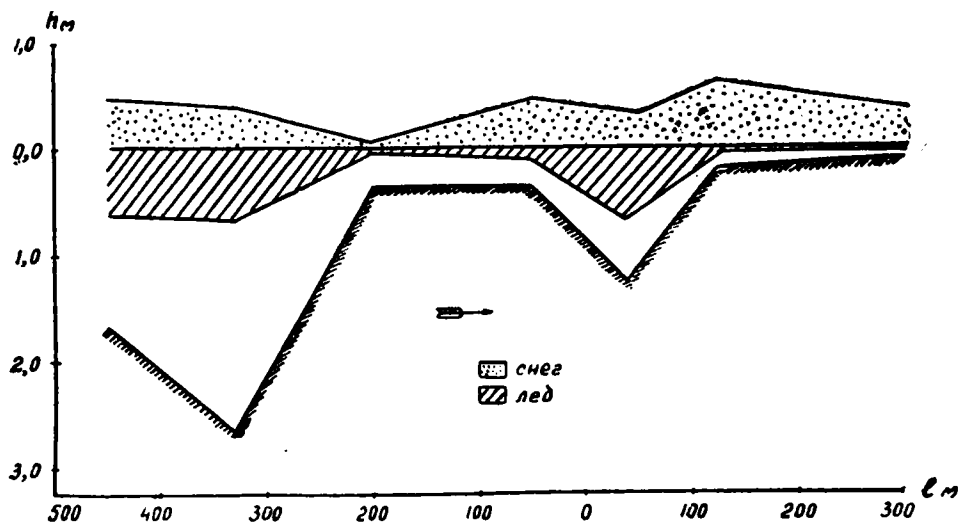


Рис. 1. Продольный профиль участка р. Иксы

сах достигают 2,0—2,5 м, а на перекатах—0,10—0,35 м. Обратное положение получается в отношении скоростей течения. Если на плесах они равны 0,01—0,05 м/сек, то на перекатах достигают 0,10—0,50 м/сек.

Температура воды на плесе увеличивается с глубиной. Под ледяным покровом она равна 0,1; на глубине 2,0—2,5 м — 0,6° (рис. 2). Температура воды на перекате близка к 0,1°.

На плесе повышение температуры с глубиной связано с поступлением тепла от ложа реки и от более теплых грунтовых вод.

Приток теплых вод с плеса к перекапу обуславливает стаивание льда на перекате. И, как это видно на рис. 3, чем меньше площадь водного сечения переката, тем тоньше ледяной покров.

Таким образом, на плесовых участках, где площадь водного сечения сравнительно велика, а скорости течения незначительны, объем водной массы, соприкасающийся с единицей площади нижней поверх-

ности в единицу времени, сравнительно невелик. Другое дело на перекате, где с той же единицей площади нижней поверхности льда в ту же единицу времени соприкасаются большие массы воды, и, следовательно, большее количество тепла. Это тепло и приводит к стаянию

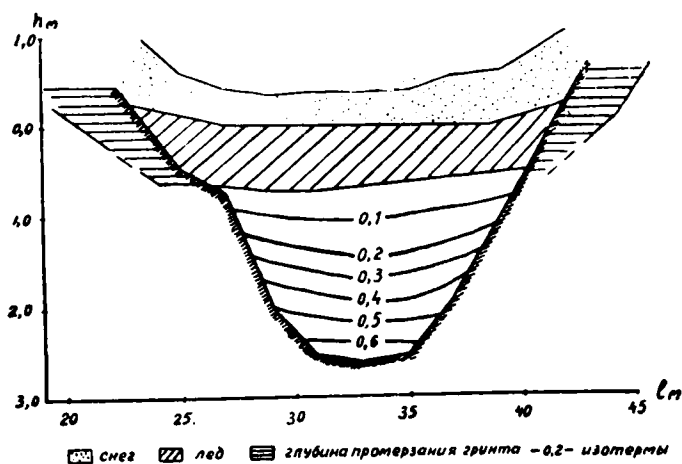


Рис. 2. Распределение температуры воды на плесе р. Иксы

ледяного покрова. Охладившаяся на перекате водная масса на плесе вновь соприкасается с более теплым ложем реки и пополняется теплыми грунтовыми водами.

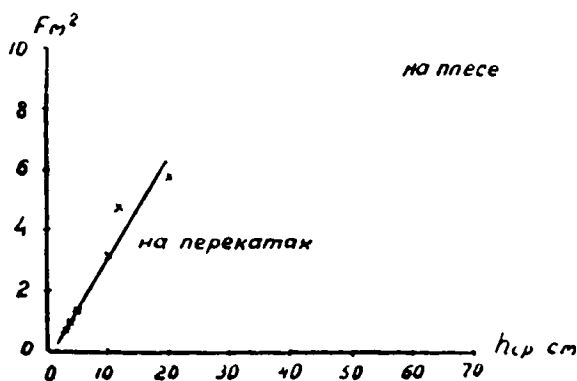


Рис. 3. График зависимости средней толщины льда на перекате (h_{cp}) от площади водного сечения (F)

Следовательно, толщина льда зависит от суммы отрицательных температур воздуха, количества тепла, поступающего к нижней поверхности льда с водной массой и, частично, от высоты и плотности снежного покрова.

При этом может наблюдаться три случая взаимодействия двух основных факторов: отрицательных температур воздуха и притока тепла к нижней поверхности льда с водной массой.

1-й случай. Количество тепла, поступающего к нижней поверхности льда, равно теплоотдаче в атмосферу — толщина льда остается постоянной.

2-й случай. Количество тепла, поступающего к нижней поверхности льда, больше теплоотдачи в атмосферу через толщу льда и снега. В этом случае происходит стаивание ледяного покрова.

3-й случай. Количество тепла, поступающего с водной массой, меньше теплоотдачи в атмосферу. Происходит нарастание толщины льда.

Снежный покров во всех случаях играет роль изоляции и уменьшает теплоотдачу в атмосферу.

Если при низких температурах воздуха или незначительной величине снежного покрова лед на перекате малой таежной реки и образуется, то это приводит к уменьшению площади водного сечения и увеличению скоростей течения, а, следовательно, к увеличению прихода тепла к единице площади нижней поверхности льда в единицу времени. Если в дальнейшем наступит некоторое повышение температуры воздуха или увеличение толщины снега, то произойдет стаивание льда на перекате.

На более крупных реках уменьшение толщины льда на перекатах не является резко заметным, так как при значительных площадях водного сечения его нарастание на уменьшении площади живого сечения отражается незначительно, и количество тепла, поступающего к нижней поверхности льда на перекате большой реки, возрастает очень мало. Главным фактором, влияющим на толщину льда, являются отрицательные температуры воздуха.

Кроме того, важным фактором, обуславливающим толщину льда на плесах и перекатах больших рек, является осенняя торосистость и подледная зашугованность.

ЛИТЕРАТУРА

Бутягин И. П. Исследование ледяного покрова р. Оби. Труды Томского гос. ун-та, т. 147, секция географическая. Изд. ТГУ, Томск, 1957.

Быдин Ф. И. Изучение роста льда в природных условиях. Известия Научно-исследовательского института гидротехники, т. IV, Л., 1932.

ВОПРОСЫ КАЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ И ХОЗЯЙСТВЕННОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛАНДШАФТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. И. БУЛАТОВ

Возможности наиболее оптимального использования природных ресурсов во многом зависят от степени изученности географических условий и правильного учета местных особенностей природы. Отсюда вытекает необходимость непосредственного участия географов в работах по оценке земель, особенно в районах нового освоения.

Оценка земель таежных территорий Сибири имеет свои специфические особенности. Во-первых, все имеющиеся методики по качественной и экономической оценке земель основываются преимущественно на результатах хозяйственного использования, что не позволяет применить их к малообжитым районам. Вторая особенность оценки земель заключается в их общей слабой изученности. Имеющиеся материалы недостаточны для их комплексной оценки и, кроме того, рассредоточены по фондам ведомственных организаций в различных городах. И, наконец, третья особенность заключается в том, что если в европейской части СССР основной упор делается на оценку земель для нужд сельского хозяйства, то для тайги Западной Сибири необходимо учитывать интересы и другой, не менее важной отрасли хозяйства и промышленности — лесной.

Для юга Западной Сибири на повестку дня ставится вопрос оптимальной облесенности районов. Дело в том, что необходимо поддерживать определенное соотношение между площадями, занятыми культурной и естественной (главным образом лесной) растительностью. При этом важно учесть не только водоохранное и агрономическое значение лесов, но и лесоэкономические условия. Как указывает Г. В. Чешихин (1961), соотношение между площадями, выделенными для сельского и лесного хозяйства, определяется уровнем производительности труда в обеих отраслях, устанавливаемых с учетом добавочного прироста продукции как той, так и другой отрасли, а также сочетания наиболее пригодных площадей местообитаний. Пойти ли по пути уничтожения лесов в южных районах и замены лесных угодий сельскохозяйственными с обеспечением их нужд в древесине за счет привоза ее с севера, или установить оптимальные размеры лесных угодий, чтобы естественный прирост восполнял убыль — вопрос достаточно сложный, требующий пристального внимания географов, почвоведов, лесоводов, медико-географов, экономистов, работников сельского хозяйства.

Достаточно объективный и научно обоснованный учет географических условий при выделении конкретных земельных массивов для нужд сельского и лесного хозяйства требует проведения детальных исследований. Так, оценка пригодности земель для сельского хозяйства включает в себя не только учет почвенно-климатических условий, но и особенностей рельефа, гидрогеологии, характера расположения и морфометрии пахотнопригодных земель. При выделении участков для лесного хозяйства основной упор делается на изучение состава, качества продуктивности и возобновляемости древостоев, экологических условий произрастания лесных культур, лесоэкономических условий освоения.

Иной характер имеет оценка пригодности земель для размещения промышленных предприятий, особенно в районах предстоящего промышленного освоения. Здесь важно оценить территорию с точки зрения возможности строительства тех или иных объектов, поэтому особое значение приобретает учет геоморфологических и гидрогеологических особенностей, близости источников сырья, наличия топливно-энергетических ресурсов, возможности обеспечения населения продуктами питания и т. д.

Проблема качественной оценки земель неразрывно связана с изучением существующих в природе взаимосвязей и установлением на основе их анализа структуры географической среды. Типология земель должна базироваться на ландшафтной классификации, так как показываемые на ландшафтных картах комплексы представляют собой типы земельных угодий определенной хозяйственной ценности.

Возьмем для примера физико-географический район. То, что он представляет единство в хозяйственном отношении — факт бесспорный, подтверждающийся, в частности, актуальностью проблемы физико-географического районирования. Бесспорно и то, что хозяйственная равноценность района относительна, так как он имеет своеобразную морфологическую структуру, состоит из определенного набора типологических комплексов, которые также относительно однородны как природнохозяйственные единицы. Понятия относительной хозяйственной однородности включает в себя не только относительность единства природных комплексов, но и отсутствие абсолютно единых хозяйственных требований, которые зависят от масштаба и направленности хозяйственной деятельности человека.

Все это говорит не о том, что используемые ландшафтные характеристики мало репрезентативны в хозяйственном отношении, а о том, что требуется особо подчеркивать хозяйственные качества тех или иных комплексов, оценивать их по категориям, наиболее близким к типологии сельскохозяйственных земель, лесных угодий, торфяных залежей.

Основные единицы в используемой нами системе единиц ландшафтного картирования — типы местности и типы урочищ. Между ними существует несколько промежуточных единиц, которые являются одновременно и хозяйственными градациями. Разработка системы промежуточных единиц тесно связана с проблемой типологии урочищ — одной из наиболее актуальных проблем, стоящих перед ландшафтоведением. Сложность ее заключается не только в многообразии существующих в природе взаимосвязей, но и недостаточной разработанностью систем типологии составляющих ландшафта, особенно почв и растительности.

При классификации урочищ важно разделить их прежде всего по имеющимся между ними чертам сходства и различия, обусловленным положением в рельефе, степенью дренажа, спецификой водного режима. По этим признакам, определяющим в условиях Западно-Сибирской

равнины: особенности всех других компонентов, все урочища распадаются на 3 большие категории: 1) урочища дренированных местоположений; 2) болотные урочища; 3) водные урочища.

Каждую категорию урочищ, в свою очередь, можно разделить с учетом генезиса форм рельефа, литологии пород, механического состава, особенностей увлажнения, водного режима и т. д. На этом этапе все типы урочищ целесообразно рассматривать в рамках объективно существующих в природе комплексов более высокого ранга — типов местности¹⁾, что, конечно, не исключает возможности их типологии без введения этой единицы. Однако наибольший хозяйственный интерес представляет собой деление на более низкие градации — группы и виды урочищ.

В группу урочищ объединяются урочища, обладающие однородностью протекающих в них природных процессов, близкие по местоположению и почвенно-растительным особенностям (для категории урочищ дренированных местоположений), характеру водного питания и типу торфяной залежи (для болотных урочищ), спецификой водного режима (для водных урочищ). Выделение видов урочищ, представляющих, по нашему мнению, объединения типов урочищ, рассматриваемых как объекты современного и потенциального хозяйственного использования, основывается на уже имеющихся хозяйственных классификациях типов леса, торфяных месторождений, водоемов и т. д. Однако выделения этих природнохозяйственных единиц возможно далеко не во всех группах урочищ, что объясняется как особенностями их морфологической структуры, так и степенью изученности.

Опубликованная автором карта типов местности юго-востока Западной Сибири (Булатов, 1966) показывает ареал распространения многих групп урочищ, так как они обособляются в рамках этих комплексов. Хозяйственная оценка свойств типов местности и основных составляющих их групп урочищ приводится ниже; количественная оценка групп урочищ выходит за рамки настоящего сообщения — это задача будущих более детальных исследований. Здесь не рассматриваются также агрокультурные урочища, уже вовлеченные в активный хозяйственный оборот, и степень воздействия человека на природные комплексы.

Болотные типы местности. В типах местности низинных и переходных болот речных долин и водораздельных верховых болот по типам торфяной залежи и характеру водного питания выделяются группы урочищ низинных, переходных и верховых болот; особую группу составляют крупные озера. При выделении видов урочищ можно использовать, например, классификацию болот Г. Г. Яснопольской (1965), в основу которой положены особенности растительности, микрорельефа, торфяных залежей.

Торфяные залежи каждой из групп болотных урочищ различаются по ботаническому и элементарному составу, степени гумификации и величине зольности. Для торфодобывающей промышленности особенно ценными являются торфяные залежи верховых болот с малоразложившимися торфами, менее ценен сильно разложившийся низинный торф. Промежуточными качествами обладают залежи переходных болот.

Рыбопродукция озерной группы урочищ в зависимости от гидрологического режима колеблется от 5 (заморные) до 20 (незаморные) кг с гектара (Аршинов, 1962). По днищам озер располагаются сапропелевые залежи.

¹⁾ Типы местности рассматриваются нами как комплексы определенной морфологической структуры, обладающие характерными сочетаниями почвенных разностей, растительных группировок, форм рельефа и других компонентов ландшафта.

Диапазон возможного использования торфяных ресурсов чрезвычайно велик: энергетика (топливо), металлургия (торфяной кокс и полукокс), строительство (производство древесностружечных плит), химия (получение газа, кислот и других продуктов), сельское хозяйство (получение кормовых дрожжей, гербицидов, стимуляторов роста).

При современной низкой обеспеченности Западной Сибири минеральными удобрениями особенно важно использование торфа как органического удобрения. Так, в 1962 г. количество использованных в сельском хозяйстве Томской области минеральных удобрений составило: азотных — 2,5 тыс. тонн, фосфорных — 3,0 тыс. тонн, калийных — 1,4 тыс. тонн (Оленин, 1964). В этих условиях применение торфа для удобрения полей крайне необходимо.

В настоящее время огромные площади болотных массивов с точки зрения лесной промышленности и сельского хозяйства (если рассматривать их как сельхозугодья) считаются бросовыми землями, однако проведение соответствующих мелиоративных работ коренным образом изменит их оценочные категории. Большая часть болот имеет благоприятные условия для осушения, что является еще одним доказательством перспективности их использования. Опыт осушения низинных болот в Томской области показывает, что физикохимические свойства торфяников, богатство их азотом и подвижным калием способствует получению высоких урожаев картофеля, сахарной свеклы, льна, а при внесении меди и зерновых культур. Особенно благоприятны осушенные болота для создания лугов с такими высокоурожайными видами, как полевица белая, мятлик луговой, овсяница, тимopheевка, лисохвост, бекмания, клевер белый и красный (Елисеова, 1963).

Типы местности дренированных вторичных моренных равнин, дренированный увалистый и междуречный дренированный. Все эти типы местности по своей морфологической структуре обладают значительным сходством, что объясняется их местоположением в наиболее дренированных частях междуречий. Основными группами урочищ будут следующие: 1) урочища дренированных залесенных поверхностей; 2) слабодренированные лесные урочища; 3) урочища долин мелких водотоков; 4) луговые.

В доминантной группе урочищ (первой) геоморфологически и климатически однородные пространства заняты разнообразными лесными сообществами — березняками, кедрачами, ельниками и т. д. Поэтому при выделении видов лесных урочищ не только этих, но и других типов местности целесообразно использовать классификацию типов леса В. Н. Сукачева, давно применяемую в практике лесоустроительных работ в условиях Западно-Сибирской равнины (Крылов, Потапович, Кожеватова, 1958; Крылов, 1961). Лесная растительность в этом случае выступает не только как ведущий хозяйственный компонент, но и как важнейший эдификатор природных свойств залесенных территорий.

Каждая группа урочищ с лесной растительностью обладает и определенными лесорастительными условиями, поэтому им свойственны характерные наборы типов леса. В этом отношении группа урочищ близка к лесотипологическому объединению, которое называется «группа типов леса», т. е. объединению типов, сходных по видовому составу субэдификаторов, экологическому облику и структуре синузид, обусловленному сходством истории формирования растительного покрова и близкими условиями среды. Между группой урочищ и группой типов леса существуют определенные прямые взаимосвязи; однако первая единица как природная чаще всего шире второй, лесотипологической.

В группе урочищ дренированных залесенных поверхностей, которая обладает оптимальными условиями для лесной растительности

во всех типах местности, встречаются типы леса мшистой, разнотравной, сложной, вейниковой и папоротниковой групп. Виды урочищ образуют различные эдификаторы — лесообразующие породы. Примерами видов урочищ будут: березняки разнотравные, сосняки мшистые, кедррачи мшисто-ягодные и т. д. Набор видов-доминантов зависит от положения рассматриваемой группы урочищ в соответствующем типе местности и положения последнего в ландшафтной зоне и подзоне.

Основные классы бонитета лесов в этой группе урочищ 2 и 3, реже 1; здесь же сосредоточены основные запасы древесины — от 250 до 350 куб. м/га.

Группе урочищ слабодренированных поверхностей свойственны сфагновая и, реже, мшистая группы типов леса с такими видами урочищ, как сосняки и ельники сфагновые, осинники долгомошниковые и т. д. Бонитет лесов здесь значительно ниже (3, 4, 5), меньше запасы древесины (70—150 куб. м/га) и продуктивность древостоев, возобновление после порубок идет, как правило, неудовлетворительно.

В группе урочищ долин мелких водотоков чаще всего встречаются леса травяно-болотной группы, реже сфагновой и мшистой. Примерами видов урочищ будут: осинники лабазниково-хвощевые, березняки сфагновые, кедррачи долгомошниковые и т. д. Бонитет лесов колеблется от 3 до 5, запас древесины на 1 га составляет от 50 до 100 куб. м.

В группе луговых урочищ отдельными видами могут быть варианты материковых лугов М. Ф. Елизарьевой (1966). Увеличение площадей, занимаемых этой группой урочищ, возможно за счет сведения древостоев, образуемых малопродуктивными березняками и осинниками.

Выше указывалось, что все эти типы местности обладают оптимальными условиями для произрастания и возобновления лесной растительности, а после проведения выкорчевок и для сельскохозяйственных культур. Все территории, показываемые на карте под знаками рассматриваемых типов местности, наиболее пригодны для сельскохозяйственного и промышленного освоения, в т. ч. строительства промышленных предприятий, поселков и других объектов. В пределах этих комплексов сосредоточены не только основные лесные, но и другие продовольственные и сырьевые ресурсы тайги — грибы, орехи, ягоды, а также животное население. Поэтому широкое освоение этих территорий, в частности строительство предприятий добывающей промышленности, интенсивное развитие лесной промышленности и лесосплава требует координации деятельности этих отраслей с интересами охотничье-промыслового и рыбного хозяйства, принятия мер по сохранению и воспроизводству запасов ценных пушных зверей и рыбы, охраны водоемов от загрязнения, разумного использования всех богатств тайги.

Вместе с тем группа урочищ залесенных дренированных поверхностей, особенно в южных районах Западной Сибири, уже сейчас нуждается в проведении таких мероприятий, как замена занимающих большие площади березы и осины более продуктивными и качественными лесообразователями — хвойными породами.

К описанным дренированным типам местности по своим хозяйственным особенностям и морфологическому строению близко примыкает **склоновый** тип местности. Основное отличие между ними заключается в том, что здесь группа урочищ слабодренированных поверхностей и западин замещается группой урочищ залесенных и открытых логов в примыкающих к долинам рек участках водоразделов. Основными видами урочищ будут леса травяного и сложного типов: березняки,

пихтачи, кедрачи мшисто-ягодные, кустарниково-разнотравные, войничковые и т. д.

Плоско-волнистый заболоченный тип местности. Поскольку этот комплекс занимает в рельефе промежуточное положение между водораздельными болотами и дренированными склонами междуречий, здесь прежде всего можно выделить 2 больших системы урочищ: болотные и лесные. Выделяемые группы урочищ встречаются в других типах местности: 1) группа урочищ низинных болот; 2) группа урочищ переходных болот; 3) озерные урочища; 4) урочища слабодренированных залесенных поверхностей; 5) урочища долин мелких водотоков; 6) урочища дренированных залесенных поверхностей.

О хозяйственной ценности всех выделяемых групп урочищ уже говорилось выше. В группе урочищ слабодренированных поверхностей преобладают леса сфагновой группы типов (примеры видов урочищ — сосняки, кедрачи сфагновые). Запасы древесины на 1 га здесь значительно ниже, чем в группе дренированных урочищ, где преобладают леса мшистой группы типов леса. Например, кедровник сфагновый 5 бонитета дает древесины 50—80 куб. м/га, ореха — 10—20 кг, а кедрач зеленомошниковый 3 бонитета в группе дренированных урочищ дает 260—300 куб. м древесины и до двух центнеров ореха с га (Крылов, 1964).

К группе лесных урочищ нами отнесены заболоченные леса до 5 бонитета включительно (обычно это группа урочищ слабодренированных поверхностей); участки с лесами 5а и 5б бонитетов рассматриваются в составе болотных групп урочищ. Чередование островов заболоченного и нормального леса в пределах этого и других типов местности у лесоводов носит название «лес куртинами». К выделяемой группе урочищ слабодренированных поверхностей близка категория так называемых «лесов по сырому грунту» лесоводов.

Анализ карты типов местности, лесных и болотных карт показывает, что границы плоско-волнистого заболоченного типа местности во многом совпадают с такими важными природно-хозяйственными рубежами, как линия нулевого торфонакопления (граница между плоско-волнистым заболоченным и дренированными типами местности), и граница промышленной торфяной залежи (изолиния мощности залежи в 1 м, граница типов местности плоско-волнистого заболоченного и водораздельных болот). В других типах местности вышеназванные рубежи совпадают с границами групп урочищ: дренированных, слабозаболоченных и болотных.

Хозяйственное использование описываемого ландшафтного комплекса заключается в вырубке лесов группы дренированных урочищ в некоторых районах. Так как большая часть насаждений кедра, сосны и других пород страдает от избытка влаги, от решения проблемы осушения во многом зависит рациональное использование богатств этого типа местности.

Прирост древесины после осушения резко возрастает, например, у осушительных канав, вырытых местными жителями в Шегарском районе в 1927 г., в настоящее время выросли хорошие березовые и хвойные леса. Так 62-летний кедр, росший в течение 36 лет после осушения, достиг высоты 19 м, а диаметр ствола без коры составил 42 см. Девяью подобных размеров в таком возрасте в обычном лесу редкость.

Как показали исследования, проведенные в Тимирязевском леспромхозе Томской области, в осушенных лесных почвах, благодаря улучшению условий увлажнения и аэрации, корни глубже проникают в почву, снабжая растения питательными веществами из недоступных ранее горизонтов. Резко возрастает активность почвенных живот-

ных и бактерий; в результате деятельности только дождевых червей в течение вегетационного периода на 1 га активизируется 161 кг органического азота, по сравнению с 28 кг в неосушенном лесу (Козловская, 1959).

Долинно-зандровый тип местности. В пределах этого типа местности, сложного по морфологической структуре, обособляется 7 групп урочищ: 1) низинные болота; 2) переходные болота; 3) верховые болота; 4) озерные урочища; 5) урочища долин мелких водотоков; 6) урочища слабодренированных межгрядных понижений; 7) урочища дренированных поверхностей.

Природные и хозяйственные особенности первых четырех групп урочищ аналогичны описанным в других типах местности. В лесных урочищах последних двух групп преобладают сосняки: в шестой группе сфагновые и лишайниковые, в седьмой лишайниковые, мшистые и сложные.

Примерами видов урочищ седьмой группы будут сосняки-брусничники, черничники и мшистые. Преобладают насаждения 2, 3 и реже 4 бонитетов с запасом древесины от 200 до 400 куб. м/га. В шестой группе урочищ доминирующими видами будут сосняки сфагновые и беломошники 4—5 бонитетов с запасами древесины 50—150 куб. м/га. В группе урочищ долин мелких водотоков встречаются сосняки, ельники, кедрачи травяно-болотные, сфагновые и мшистые.

Более двух третей площади долинно-зандрового типа местности нуждается в осушении. Нарушение правил лесозаготовок и полное выгорание растительности приводит к появлению урочищ развеваемых песков.

Водораздельный холмисто-западинный тип местности. В этом типе местности выделяются следующие группы урочищ: 1) урочища плоских водораздельных поверхностей; 2) урочища наклонных поверхностей; 3) западины; 4) балки и лога. Все эти группы урочищ представлены двумя вариантами — лесной и луговой (включая культурную) растительностью. Главную хозяйственную ценность представляет группа урочищ плоских водораздельных поверхностей с различными видами лесных, луговых и антропогенных урочищ. Расширение площадей сельскохозяйственной возможно в первую очередь за счет сведения малопродуктивных мелколиственных лесов первой и второй групп урочищ. В четвертой группе целесообразно проведение противоэрозионных мероприятий.

Плакородный тип местности. В плакорном типе местности выделено 5 групп урочищ: 1) урочища-ровняки с культурной растительностью; 2) лесные урочища со смешанными лесами; 3) урочища с разреженными осиново-березовыми лесами паркового типа; 4) луга; 5) колки. Примерами видов урочищ различных групп будут березняки разнотравные, осинники долгомошные, вейниковые луга и т. д.

Значительные пространства этого типа местности распахиваются. Потенциальными пахотными угодьями являются земли, занимаемые сейчас группами луговых урочищ и парковых лесов. Однако освоение новых земель требует соблюдения известных предосторожностей и сохранения нормальных пропорций между площадями распахиваемых земель, луговых и лесных урочищ, чтобы предотвратить распространение водно-ветровой эрозии почв.

Выделение групп урочищ в **приречном** типе местности не представляется возможным. Вместе с тем, это один из комплексов, требующих пристального внимания, так как это зона наиболее активных эрозионных процессов. Отступление берегов и крупных рек в результате размыва подчас принимает катастрофические размеры, угрожая дорогам,

полям, селениям, промышленным предприятиям. Меры борьбы с этой опасностью общеизвестны: укрепление берегов, посадка деревьев и кустарников на открытых склонах.

Надпойменно-террасовый тип местности. В данном типе местности выделяются следующие группы урочищ: 1) низинные болота; 2) переходные болота; 3) озерные урочища; 4) урочища дренированных поверхностей террас; 5) урочища слабодренированных террасовых поверхностей; 6) урочища долин и мелких водотоков.

Близкие группы урочищ выделяются и в рассмотренных уже типах местности, поэтому их природнохозяйственные особенности близки к вышеописанным. Своеобразие субстрата террасовых равнин приводит к тому, что здесь, как и в долинно-зандровом типе местности, после порубок появляются развееваемые пески. Хозяйственные мероприятия, направленные на улучшение природнохозяйственного потенциала надпойменно-террасового типа местности, будут общими для аналогичных групп урочищ в других типах местности.

Природные ресурсы группы дренированных урочищ, особенно в южных районах, используются довольно интенсивно. Это объясняется близостью к основным транспортным артериям — рекам. На больших площадях сосновые боры, главное богатство этого типа местности, сильно пострадали от порубок. Поэтому восстановление здесь лесов — одна из важнейших задач лесоводов и лесозаготовителей.

Пойменно-луговой тип местности. В этом типе местности выделяются: 1) луговые урочища; 2) лесные урочища; 3) озерные урочища; 4) речные урочища; 5) низинные болота.

В группе луговых урочищ виды урочищ образуют различные луговые ассоциации (осоковая, вейниковая, канареечниковая, лисохвостная и т. д.), отличающиеся по своей урожайности, запасам питательных веществ в сене. В группе лесных урочищ различные виды представлены лесными и кустарниковыми ассоциациями: ивняки разнотравные, осокорники разнотравные и др. При выделении видов урочищ в озерной группе следует учитывать их водный режим (например, озера старичные, бессточные, карасевые).

Природные богатства пойменно-лугового типа местности пока используются лишь двумя отраслями — сельским хозяйством и рыбной промышленностью. Продуктивность пойменных водоемов значительно выше, чем непойменные и составляет 50 кг/га (Иоганзен, 1951). Не используются лесные и торфяные ресурсы.

При вовлечении природных богатств поймы в хозяйственный оборот необходимо учитывать интересы всех заинтересованных отраслей народного хозяйства, изыскивать наиболее рациональные пути их улучшения и возобновления. К числу первоочередных мероприятий относятся осушение малопродуктивных заболоченных лугов, уничтожение кустарниковой растительности для замены ее луговой, распашка части благоприятных для земледелия высоких поверхностей поймы с плодородными дерновыми почвами.

Пойменный болотно-лесной тип местности. В этом типе местности выделяются те же группы урочищ, что и в пойменно-луговом, однако соотношение между ними и виды урочищ в них разные. В лесной группе урочищ преобладают хвойные леса сфагнового, травяно-болотного и мшистого типов. Эти леса не вырубаются, так как имеют водоохранное значение. Рациональное использование природных богатств этого типа местности заключается в сведении части лесов и кустарниковых зарослей для замены их лугами, в расчистке русел рек для улучшения условий рыбоводства, движения лесосплава.

В заключение еще раз необходимо подчеркнуть, что наиболее полный учет и правильная оценка природных ресурсов обеспечиваются при оценке свойств ландшафтно-типологических комплексов по ландшафтным районам с широким использованием ландшафтных карт и отраслевых количественных и качественных характеристик.

ЛИТЕРАТУРА

Аршинов Н. П. Таяжные озера Западной Сибири и их рыбохозяйственное использование. Уч. зап. ТГУ, № 44, Томск, 1962.

Булатов В. И. Карта типов местности юго-востока Западно-Сибирской равнины и принципы ее составления. Научн. зап. Воронежского отд. ВГО, Воронеж, 1966.

Булатов В. И. Физико-географические регионы юго-востока Западно-Сибирской равнины. Сборник работ аспирантов Воронежского ун-та, вып. 3, ч. 2. Воронеж, 1967.

Елизарьева М. Ф. Луговая растительность. В кн.: «Природные ресурсы Томской области.» Изд. ТГУ, Томск, 1966.

Елисеева В. М. О путях сельскохозяйственного освоения низинных болот таежной зоны Томской области. Изд. ТГУ, Томск, 1963.

Иоганзен Б. Г. Рыбные ресурсы Томской области и культура их освоения. Труды ТГУ, т. 115, Томск, 1951.

Козловская Л. С. Роль почвенной фауны в разложении органических остатков заболоченных лесных почв. Труды Института леса АН СССР, т. 49, 1959.

Крылов Г. В. Леса Западной Сибири. Изд. АН СССР, М., 1961.

Крылов Г. В. Леса Томской области, их использование и улучшение. Труды по лесному хозяйству Сибири, в. 8, 1964.

Крылов Г. В., Потапович В. М., Кожеватова Н. Ф. Типы леса Западной Сибири. Новосибирск, 1958.

Михайлов Ю. П. Оценка таежных земель на основе ландшафтных исследований. Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока, № 5, Иркутск, 1964.

Оленин А. С. Торфяные месторождения таежной зоны СССР и перспективы их использования при комплексном освоении таежных территорий. Доклады Института географии Сибири и Дальнего Востока, № 5, Иркутск, 1964.

Основы лесной биогеоценологии. Под ред. В. Н. Сукачева и Н. В. Дылыса. «Наука», М., 1964.

Чешихин Г. В. Вопросы учета географических условий при межхозяйственном землеустройстве. Сб. № 54, «Вопросы географии», 1961.

Яснопольская Г. Г. К характеристике растительности и торфяной залежи Васюганского болота. Уч. зап. ТГУ, № 51, 1965.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

В. И. ОРЛОВ

В геолого-географических исследованиях широко используются аэрофотосъемочные материалы. Важное место отводится работам по дешифрированию аэрофотоснимков. При этом различные авторы, в зависимости от их специальности, целей и объемов работ, по-разному используют возможности дешифрирования аэрофотоснимков. В этом нетрудно убедиться после знакомства с опубликованными материалами в советской и зарубежной печати.

Для характеристики растительных сообществ тундровой зоны В. Н. Андреев использовал дешифровочные признаки этих сообществ, воспроизводимых на аэрофотоснимках и хорошо распознаваемых при аэровизуальном обследовании. Эти признаки, писал В. Н. Андреев [2, 3] должны удовлетворять двум основным требованиям: во-первых, они должны быть достаточно выраженными, хорошо заметными; во-вторых, они должны отражать наиболее существенные, характерные черты изучаемых объектов.

Для понимания хода развития различных типов болотных массивов Е. А. Галкина [7, 8] установила ряд закономерностей изображения на аэрофотоснимках смен растительного покрова болот, строения торфяной залежи, формирования линий стекания, мочажин и др.

С. В. Викторов [4, 5] разрабатывает методические и практические вопросы «индикационной геоботаники». Закономерности распределения растительности позволяют с помощью анализа аэрофотоснимков облегчить инженерно-геологические и гидрогеологические изыскания.

Методические работы по дешифрированию аэрофотоснимков, проводимые Л. М. Гольдманом, Г. В. Господиновым и др. [9, 10] обогатили аэрофототопографию.

Ю. А. Ливеровский и М. С. Симакова [12, 18] разработали методику картирования почв по аэрофотоснимкам.

Широко применяются методы дешифрирования аэрофотоснимков для получения геологических данных [13].

В последнее время стали все шире применять известный метод анализа повторных аэрофотосъемочных (и космических) залетов для выявления многолетних, сезонных, суточных изменений, например, растительности, снежного покрова, элементов рельефа (Лаборатория аэрометодов) и др.

Анализ прямых и косвенных дешифровочных признаков по материалам аэрофотосъемки дает возможность исследователям получать

сведения и выводы о «главных» объектах изучения. Например, анализ фотоизображения на аэрофотоснимках грунтовых дорог помогает дешифровать характер и состав почво-грунтов, а анализ особенностей рельефа позволяет выявлять по аэрофотоснимкам новейшие тектонические движения и т. д.

Автором проведен анализ и географическое дешифрирование аэрофотоснимков с использованием полевых материалов для составления карт хода развития (динамики) природы севера и крайнего севера Западно-Сибирской равнины [14, 15, 16].

На основе так называемого «ландшафтного» [6] подхода и процесса дешифрирования аэроснимков¹⁾ разрабатываются методы дешифрирования четвертичных отложений, элементов геоморфологического строения закрытых территорий на равнине [11].

Перечислять все направления проводимых исследований с использованием аэрофотоснимков здесь, по-видимому, нет необходимости. Аэрофотоснимок обладает огромными информационными способностями о земной поверхности, это своего рода хранилище информации [17].

Сейчас четко намечаются пути развития самостоятельной отрасли знаний — «дешифрирование аэрофотоснимков» [1], которая, с одной стороны, помогает получить исключительно обширную информацию для многих наук о Земле, а с другой — заставляет пересмотреть и более четко сформулировать задачи «старых» наук.

Подведем первый итог сказанному. Приведенные выше и далеко не полностью упомянутые направления исследований, при которых используются аэрофотоснимки земной поверхности, показывают, что все специалисты оперируют географическими объектами и явлениями, пользуются географическими понятиями, представлениями и даже закономерностями. На этой базе в какой-то мере строят выводы, необходимые для целей практики или для решения узко отраслевых задач. Нередко подобные выводы отличаются объективностью. В то же время трудно все существующие виды дешифрирования аэрофотоснимков квалифицировать как географические.

В связи с этим уместно поставить вопросы. Чем, собственно, отличается или должно отличаться географическое дешифрирование аэрофотоснимков от так называемых «специальных видов дешифрирования» (6)? Какая наиболее существенная или главная задача встает перед географическим дешифрированием аэрофотоснимков?

Аэрофотоснимок — объективное изображение участка земной поверхности. На нем зафиксирован определенный момент хода развития отдельных предметов, явлений и всей конкретно взятой поверхности Земли. Если нам необходимо ответить на второй из поставленных вопросов, то, по-видимому, мы должны в результате анализа зафиксированных отдельных предметов, явлений и всего участка поверхности Земли решить две задачи: первая — какие, из чего состоят, чем сложены, каковы размеры и т. п. предметы и явления или, что это за поверхность Земли зафиксирована на снимке; а вторая — получить максимально полную информацию о взаимодействии предметов, явлений и всего того, что определяет сущность изображенной поверхности Земли.

Первую задачу можно решить, по-видимому, применяя комплексный метод дешифрирования аэрофотоснимка, который будет включать такие, например, подходы и методы дешифрирования, как топографический, геологический, геоморфологический, почвенный, геоботанический и др., а также методы количественной оценки фотонизображения

¹⁾ По определению А. И. Виноградовой (6), «ландшафтное дешифрирование аналогично геологическому, почвенному, определяет целенаправленность (?) дешифрирования на изучение ландшафта».

(фотограмметрический, фотометрический) и необходимые выборочные аэровизуальные или наземные исследования.

В результате применения комплекса методов дешифрирования можно получить сведения о «морфологических единицах строения» [6] предметов и явлений, а также всей территории, изображенной на аэрофотоснимке, т. е. сведения о **пространстве**.

Для получения сведений о взаимодействии, чтобы решить вторую задачу — определить ход развития (динамику) природы местности, т. е. пространства, объективно, точно и достаточно подробно изображенного на аэрофотоснимке, необходимо значительно усложнить метод дешифрирования. Это усложнение обусловлено задачей определения взаимодействия — движения (хода развития или динамики) интересующих нас предметов, явлений или всей природы участка местности, зафиксированной на аэрофотоснимке, за известное или условно взятое **время**.

Получение необходимых количественных оценок, интенсивности взаимодействия компонентов природы или предметов и явлений за определенное время — сложная задача. Выполнение ее, однако, возможно, например, при сравнении и анализе аэрофотоснимков повторных залетов с проведением по сокращенной программе наземных работ [14].

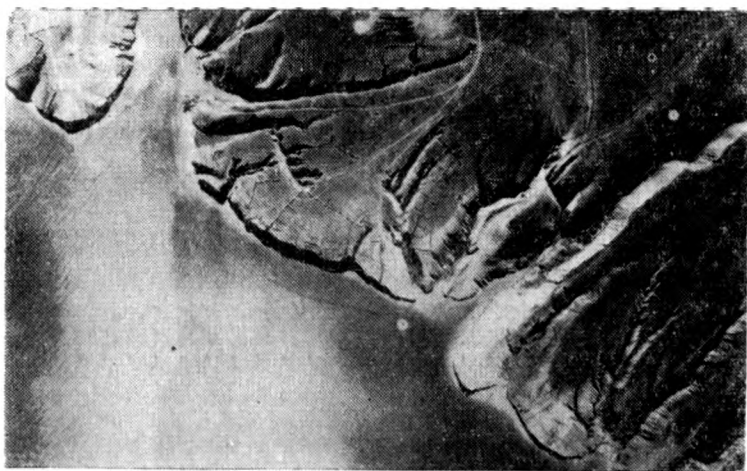


Рис. 1. Фрагмент аэрофотоснимка, полученного в июне 1955 г.

В качестве примера рассмотрим три фрагмента аэрофотоснимков, на которых через разные промежутки времени изображен один и тот же участок местности. На рис. 1 — участок местности, сфотографированный в июне 1955 года, на рис. 2 — тот же участок, сфотографированный в мае 1957 года, и на рис. 3 показан тот же участок местности, сфотографированный в июле 1963 года. Заметим, что фрагменты снимков изготовлялись Лабораторией аэрометодов Министерства геологии СССР для других целей, в частности, для определения динамики берегов водохранилища. Полученные выводы по ним известны, они опубликованы. Читателю, по-видимому, ясно, что наша задача в данном случае сводится к другому. Нам важно проследить сам принцип анализа повторных аэрофотосъемочных материалов. Мы в дальнейшем не только не будем показывать абсолютные значения изменений предметов и явлений, но и откажемся от геодезической «привязки» снимков. Изучению динамики с показом абсолютных значений на основе дешифрирования

материалов повторных аэрофотосъемочных залетов посвящено много работ, и они хорошо известны читателям. Это обстоятельство в некоторой степени облегчает нашу задачу. Для решения интересующих нас



Рис. 2. Фрагмент аэрофотоснимка той же местности, что и на рис. 1, полученного в мае 1957 г.

вопросов аэрофотоснимки здесь, подчеркиваем, используются как удачная случайность. Правда, таких случайностей сейчас может быть очень много и для самых разнообразных местностей. Отсюда — случайность



Рис. 3. Фрагмент аэрофотоснимка той же местности, что и на рис. 1 и 2, полученных в июле 1963 г.

сроков повторных залетов, хотя сезонные сроки залетов во всех трех случаях летние, и снимки вполне могут быть сравнимы.

На фрагментах аэрофотоснимков показан участок равнинной степи, подступающий к искусственно созданному водоему. Поверхность равнины сложена рыхлыми отложениями и изрезана густой сетью глубоких оврагов. Степь с умеренно-континентальным и засушливым

климатом интенсивно используется и преобразуется человеком. Дата наполнения водохранилища относится к 1952 г. Его береговая линия на тот срок показана на рис. 4 контуром *а*. Таким образом, известно, что рис. 1 был получен спустя три года после того, как волны водохранилища начали плескаться у новых берегов на высоких гипсометрических отметках.

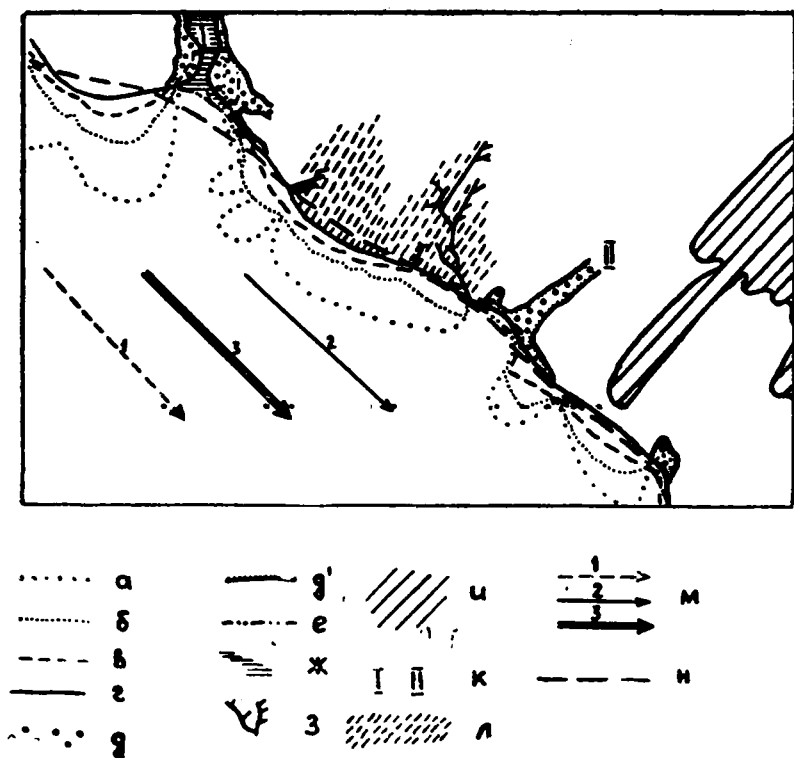


Рис. 4. Результаты сравнения некоторых объектов и явлений, изображенных на рис. 1, 2 и 3:

а — береговая линия на дату заполнения водохранилища (лето 1952 г.); *б* — береговая линия на июнь 1955 г.; *в* — береговая линия на май 1957 г.; *г* — береговая линия на июль 1963 г.; *д* — места преобладающей аккумуляции выше береговой линии водохранилища; *д'* — нижняя часть склонов оврагов; *е* — фрагменты нового положения береговой линии; *ж* — затопленное дно оврага; *з* — активно развивающиеся овраги; *и* — вновь созданная защитная лесная полоса; *к* — стареющие овраги; *л* — иссушающиеся участки поверхности равнины; *м* — зафиксированные преобладающие направления волн в водохранилище и переноса частиц твердого стока; *н* — предполагаемое положение береговой линии водохранилища

Само по себе создание искусственного водохранилища — резкая и коренная перестройка взаимосвязей компонентов природы на площади с границами, далеко выходящими за контуры фрагмента аэрофотоснимка рис. 1. В плане более крупных по площади исследований это явление, несомненно, найдет отражение при показе особенностей (динамики) природы большого обводненного участка степи. Нас же в данном случае интересуют некоторые принципиальные вопросы, которые вполне могут быть рассмотрены и в пределах избранных фрагментов аэрофотоснимков.

Наиболее существенные события, произошедшие с предметами, явлениями, да и всей природой данного участка степи, связаны с водохранилищем. Оно коренным образом изменило ход развития взаимосвязей компонентов природы. Изменилась результативность действия сил тектоникогеологического (эндогенного) плана. Преобладающие процессы денудации усложнились, появились яркие признаки аккумуляции. Наряду с повышением уровня грунтовых вод, за счет избыточного поверхностного обводнения, вообще изменилась гидрогеологическая обстановка. А отсюда изменились и все процессы, в той или иной мере связанные с водой. Началась активная перестройка береговой линии созданного водохранилища, усложнилась картина эрозийного расчленения равнины.

На рис. 4 показаны контуры *а, б, в, г*, соответствующие положению береговой линии водохранилища на различные даты. На снимках документально точно зафиксированы разрушающиеся и сносимые водой большие объемы рыхлых отложений, которыми выполнены прибрежные участки, а также склоны и вершины оврагов. Здесь уже кроме качественных характеристик появляется возможность показа количественных величин происходящих изменений во времени. Могут быть составлены ряды объективных цифр площадей, мощностей, объемов, скоростей, векторов и других показателей динамики береговой линии за те или иные промежутки времени. Решение задач подобного рода не составляет больших трудностей. Они обязательны для расчетов и выводов во многих проектных и изыскательских разработках.

Наряду с расходной частью вещества, участвующего в формировании береговой линии водохранилища, днищ, склонов, оврагов и прилегающего к ним участка равнины, должны быть учтены и продукты аккумуляции.

На рис. 4 отдельные места с преобладающей аккумуляцией показаны контуром *д*. На рис. 3 четко выявляются морфологические признаки главных особенностей будущего возможного положения береговой линии водохранилища—этого своеобразного регулятора процессов денудации и аккумуляции. На рис. 4 отдельные детали нового положения береговой линии отмечены контуром *е*.

По трем разновременным аэрофотоснимкам имеется возможность учитывать динамику водной поверхности водохранилища. На всех трех фрагментах аэрофотоснимков видны преобладающие направления движения волн и переносимых частиц твердого стока. Чем больше взвешенных частиц в воде, тем светлее фототон на аэрофотоснимках. Концентрация твердого вещества в воде уменьшается в сторону преобладающего направления перемещения потока. Учет этого обстоятельства следует включать в анализ перераспределения твердого вещества.

Изменение базисов эрозии заметно повлияло на ход развития оврагов. Причем между ними пролегла резкая грань. Одни овраги (*I* и *II* на рис. 4), днища которых оказались затопленными, были отброшены к последней стадии развития — старости. Их активная деятельность прекратилась. В нижних участках оврагов этой группы преобладает аккумуляция (*д*). В другую группу попали овраги или их части, у которых базис эрозии катастрофически быстро понизился в результате формирования (выравнивания) береговой линии водохранилища в совершенно новых условиях взаимосвязей компонентов природы. Эти овраги (*3*), наоборот, омолодились. Глубинная, а за ней и боковая эрозия получили большие возможности для своей активизации. Произошедшие изменения в ходе развития оврагов также поддаются количественному выражению, так как есть все данные, включая и сведения

о времени, об этих изменениях, которые зафиксированы на серии аэрофотоснимков. При наличии соответствующих технических средств эти задачи решаются без особого труда²).

Можно перечислить и другие изменения в ходе развития взаимосвязей не только естественных компонентов природы, но и искусственных факторов хозяйственного плана (создание водохранилища, посадка полевосащитной лесной полосы (*и*), изменение направлений дорог, расширение или сокращение пашни и выгонов, сооружение противозерозийных защит, изменение хозяйственных построек и планировки селений). И в этих случаях могут быть получены ряды цифр, отражающие выявленные изменения объектов и явлений в различные сроки.

Таким образом, материалы многократных аэрофотосъемочных залетов позволяют предельно точно и в количественных выражениях показать те изменения как одну из главных форм существования объектов и явлений, в ходе развития (динамики) природных (естественных и искусственных) компонентов, которые произошли на рассматриваемой территории (пространство) за сроки между соответствующими залетами (во времени). При этом имеется в виду, что для решения конкретно поставленных заданий аэрофотоснимки будут иметь точные масштабы и строго ориентированы не только по горизонталям, но и вертикалям, а также будут иметь и другие технические показатели, необходимые для дешифрирования аэрофотоснимков. Кроме того, предполагается получение некоторых количественных и качественных показателей (контрольных) выявленных изменений в заранее намеченных наземных точках.

Этот кратко рассмотренный принцип дешифрирования аэрофотоснимков, конечно, не идеален, но он позволяет не только теоретически, но и практически ответить на интересовавший нас вначале второй вопрос — определение главной задачи географического дешифрирования аэрофотоснимков.

На практике не всегда имеются в распоряжении исследователей материалы многократных аэрофотосъемочных залетов. Часто работы проводят с материалами единственного аэрофотосъемочного залета. Как вопросы географического дешифрирования аэрофотоснимков могут быть решены в этом случае?

Региональная характеристика предметов и явлений и природы всего зафиксированного участка как и в первом случае может быть составлена предельно полно. Многочисленные исследования, часть из которых упоминается в данной статье, убеждают нас в этом. Однако самым интересным является то, что на любом аэрофотоснимке, в том числе и на любом из трех рассматриваемых фрагментах в отдельности, могут быть определены качественные изменения в ходе развития взаимосвязей предметов, явлений и компонентов природы.

Рассмотрим в качестве примера третий фрагмент аэрофотоснимка. На нем, как, впрочем, и на предыдущих двух, видна общая тенденция в выравнивании, например, береговой линии водохранилища. На рис. 4 возможный вариант береговой линии показан контуром (*и*). По аэрофотоснимку можно определить направленность денудационных и аккумуляционных процессов, подсчитать площади и объемы возможного сноса и отложения рыхлых материалов на берегу водохранилища, по днищам оврагов и на поверхности равнины выделить стареющие и омолаживающиеся овраги, а также места наиболее рационального размещения противозерозийных и полевосащитных систем, пашен, выгонов для скота, хозяйственных построек, селений, дорог

²) См. соответствующие работы, выполненные Лабораторией аэрометодов.

и др. Кое-где можно вполне определенно отметить относительные, но не абсолютные скорости изменений взаимосвязей компонентов природы³⁾. Где, например, скорее будут меняться абразионно-эрозионные или аккумуляционные формы рельефа. При этом предполагается, что исследователю хорошо известны закономерности развития (эволюции) указанных форм рельефа или других компонентов природы в данных конкретных условиях обводненной равнинной степи.

В конкретном случае на рис. 3 отчетливо видны аккумуляционные и абразионно-эрозионные участки берега, переувлажняющиеся (ж), вплоть до заболачивания, и иссушающиеся (л) участки равнины, подступающей к водохранилищу. Если детально проанализировать характер изменений днищ стареющих (I и II) оврагов, можно выявить различные относительные скорости заполнения их осадками. Они, принципиально сохраняя общую направленность хода своего развития, по-разному заполняются минеральным и органическим веществом. Можно провести сравнение аккумуляционных или абразионно-эрозионных форм рельефа, переувлажняющихся или осушающихся участков равнины, стареющих и омолаживающихся оврагов и т. п., используя для этого объективные, хотя и относительные, количественные значения их динамической сущности.

Анализ динамической сущности хода развития предметов, явлений и природы в целом, отображенной на аэрофотоснимке, позволяет аргументированно выбрать необходимые точки для проведения наземных измерений и наблюдений за происходящими изменениями.

Качественные и особенно количественные значения происходящих изменений позволяют выявить главную сущность взаимосвязей компонентов природы — определить ход развития природы данного участка земной поверхности, сравнить его с соседними участками и выявить между ними черты сходства и различия, т. е. вплотную подойти к вопросам районирования динамически однозначных или разнзначных участков территории. Особенности современного развития отложений, формирование мезорельефа, микрорельефа, элементов микроэрозионного расчленения и аккумуляции, развития почв, растительности, а также специфика хозяйственного освоения территории служат индикаторами для анализа и объединения их не по внешним морфологическим признакам строения, как об этом пишет Д. И. Виноградова [6], а по результату различий их движения.

Все богатство, все качественное многообразие географических объектов и явлений — это результат различий в их движении. Внешняя и внутренняя сущность географических объектов и явлений остается на втором плане: главное — как эти географические объекты и явления развиваются, движутся. Другими словами, главной сущностью их являются характер хода развития — движения. Однако это не является само собой разумеющимся, а служит основным критерием для характеристики и возможного сравнения при изучении географических объектов и явлений во времени и пространстве.

В конкретном случае, например, овраги объективно подразделяются на две диаметрально противоположные динамические группы: стареющие и омолаживающиеся. Кроме того, имеется возможность в каждой группе выделить овраги, отличающиеся в данный рассматриваемый промежуток времени по интенсивности своего развития (усиленное, напряженное или слабое).

³⁾ Для получения абсолютных значений необходимо знать хотя бы один из предшествующих данной обстановке сроков (например, время заполнения водохранилища).

В этом, по всей вероятности, и заключается отличие географического дешифрирования аэрофотоснимков от так называемых «специальных видов дешифрирования» [6]. По-видимому, и «специальные виды дешифрирования» при этом могут оказаться в очень большом выигрыше.

По подобным материалам могут быть составлены вполне аргументированные прогнозные выводы и характеристики, которые всегда крайне необходимы при хозяйственном освоении тех или иных географических объектов, явлений или территории в целом.

ЛИТЕРАТУРА

Альтер С. П. Ландшафтный метод дешифрирования аэрофотоснимков. Изд-во «Наука», 1966.

Андреев В. Н. Применение аэрометодов для геоботанического картирования и инвентаризации кормовых площадей. Бот. журн., т. XXXVII, № 6, 1952.

Андреев В. Н. Дешифрирование по аэрофотоснимкам различных типов тундр и их аэровизуальная характеристика по морозной трещиноватости. Географ. сб. ВГО, 7, 1955.

Викторов С. В., Востокова Е. А., Вышивкин Д. Д. Введение в индикационную геоботанику. Изд-во МГУ, 1962.

Викторов С. В. Использование индикационных географических исследований в инженерной геологии. Изд-во «Недра», 1966.

Виноградова А. И. Общие принципы дешифрирования аэроснимков при геолого-географических исследованиях. «Комплексное дешифрирование аэроснимков», «Наука», 1964.

Галкина Е. А. Использование материалов аэрофотосъемки для выяснения свойств болотных массивов. Сб. «Материалы по дешифрированию аэроснимков», Свердловск, 1942.

Галкина Е. А. Методы использования аэроснимков для изучения болотных массивов. Сб. «Теория и практика дешифрирования аэроснимков». Изд-во «Наука», 1966.

Гольдман Л. М. Исследование в области топографического дешифрирования. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. VII, изд. АН СССР, 1959.

Господинов Г. В. Дешифрирование аэроснимков. Изд. МГУ, 1961.

Дешифрирование четвертичных отложений Русской равнины (методическое пособие). «Наука», 1966.

Ливеровский Ю. А. и Симанова М. С. Картирование почв по аэроснимкам. Сб. «Аэрометоды изучения природных ресурсов», Географгиз, М., 1962.

Мирошников В. П. Применение аэрометодов в геологии. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. VIII, Изд. АН СССР, 1959.

Орлов В. И. О динамике природы. Изд. ВГО, т. 97, № 2, 1965.

Орлов В. И. О схематической карте хода развития (динамики) природы лесоболотной зоны Западно-Сибирской равнины. Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. I. Изд-во «Недра», 1965.

Орлов В. И. К методике составления карты динамики природы тайги Западной Сибири. Сб. «Вопр. географии Сибири», № 6, Изд-во Томского ун-та, 1966.

Райзер П. Я. Опыт приложения теории познания и логики к дешифрированию аэроснимков. Комплексное дешифрирование аэроснимков, «Наука», 1964.

Симанова М. С. Картирование почв по материалам аэрофотосъемки на примере лесостепной и полупустынной зон Советского Союза. Тр. Лабор. аэрометодов АН СССР, т. VII, Изд. АН СССР, 1959.

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧАИНСКОГО ПРИОБЬЯ

А. А. ЗЕМЦОВ

Первые сведения о рельефе и четвертичных отложениях Чаинского Приобья появляются в литературе в начале XX века. Переселенческое управление Томского района направило в 1908 году в бассейн р. Чан А. В. Шестакова, который в своем отчете дал краткую характеристику четвертичных отложений. Он писал, что по р. Чае «нижний слой на обнажениях представлен тонким песком с горизонтальными слоями, окрашенными в интенсивно-красный цвет окислами железа, раздельная линия между этим и вышележащим слоем является волнистой. Вышележащий слой представлен синей глиной, а поверхностный слой — красная глина различной мощности» (цитировано по Д. А. Драницыну, 1915, стр. 42).

По сути дела этим и исчерпываются сведения о четвертичных отложениях. В общих чертах разрез описан в основном правильно, однако весьма схематично.

Более детальные исследования рельефа, геологического строения и особенно почв были проведены Д. А. Драницыным, маршруты которого охватили значительную часть Чаинского Приобья.

Д. А. Драницын прошел по рекам Парбиту, Чае и нижнему течению р. Иксы и дважды пересек Обь-Чаинский водораздел по линиям с. Молчаново — Усть-Егланка и от с. Подгорное на северо-восток, к р. Оби. Им описаны, правда, поверхностно, некоторые обнажения по р. Чае, например, гора Кулайка (Ивенгон-Сок), Былинский яр на р. Оби, а в районе с. Молчанова, на глубине около 4 м, обнаружены разрозненные кости мамонта.

Былинский яр описан сверху до глубины 3 м, ниже «были многоэтажные оползни».

В рельефе Д. А. Драницыным (1915) выделены понижения и повышения округлой формы. «Эти повышения — пишет Д. А. Драницын, — являются, по-видимому, результатом действия слабопроточных вод, давших вытянутые грядки, и эрозии, разбившей грядки на «острова» и придавшей им округло-овальную форму. С выработкой понижений они слились в одну сеть, оплетающую понижения — ячейки» (1915, стр. 16).

Им было подмечено, что гребни водоразделов придвинуты к правому берегу. И это он объяснил действием силы Кориолиса (закон К. М. Бера). В результате своих исследований Д. А. Драницын пришел

к выводу, что болота в Нарымском крае возникли не за счет зарастания озер, а путем заболачивания суши.

Следует заметить, что описания Д. А. Драницыным геологии, рельефа и почв Нарымского края, в частности бассейна р. Чаи, не потеряли своего значения до сих пор.

Новый этап исследований интересующего нас района связан с именем Р. С. Ильина, который очень много сделал по изучению Нарымского края. Однако «Чаинский водосбор был в весьма малой степени задет моими маршрутами», — пишет Р. С. Ильин (1930, стр. 163). Им описаны яры по р. Оби у с. Кривошеина, у д. Лапы и др., но без существенных расчисток, а иногда и просто с парохода, чаинские яры, пишет Ильин, по сравнению с Васюганскими содержат больше глины и меньше песков, которые выходят главным образом в нижних горизонтах яров, переслаиваясь и там с глинами.

Много интересных сведений Р. С. Ильин приводит и по геологическому строению. Он сравнительно подробно характеризует рыхлую четвертичную толщу, разделив ее согласно альпийской терминологии на три серии (миндельская, миндель-рисская и рисская). Здесь же он развивает представление об оледенении края, которое, по его мнению, имело местный характер, чем и объясняется широкое распространение здесь безвалунной морены.

Р. С. Ильин писал, что «хотя наши сведения по геологии края и очень недостаточны, но, во всяком случае, отрицать наличие каких-то твердых пород в некоторых уголках края нельзя» (1930, стр. 20). К таким породам им относились, в частности, слагающие перекааты на р. Чузик, плотные слоистые глинистые породы с отпечатками плохой сохранности. Они «с известным приближением могут быть названы глинистыми сланцами» и по внешнему виду образец этой породы «напоминает аргиллиты томской продуктивной толщи» (стр. 21).

Аналогичные представления о выходах коренных пород в Нарымском крае высказывает М. И. Кучин (1932). М. И. Кучин пишет, что на северо-востоке им установлены выходы аргиллитов с растительными остатками плохой сохранности и определенными В. А. Хахловым условно юрскими. Далее он уточняет, что «с песками среди юрских аргиллитов Нарымского края (выходы которых установлены на перекатах в низовьях рек Бакчар и Парбиг) связаны пресные напорные воды...» (стр. 45).

Позднее было установлено, что упомянутые породы не юрского возраста, а относятся к верхам третичного или низам четвертичного времени.

Обские яры были описаны В. Н. Сукачевым (1934, 1935), который приводит много палеоботанического материала, характеризующего четвертичные отложения. Последние он делит на нижне-, средне- и верхнечетвертные, обосновывая это деление богатыми палеоботаническими данными.

Летом 1936 года обские яры изучались геологической партией Томского отделения Западно-Сибирского геологического треста (Р. С. Ильин, М. Г. Горбунов и К. А. Иванов). Материалы, доставленные этой партией, были обработаны П. А. Никитиным.

В книге П. А. Никитина (1940) приводится описание Кривошеинского, Лапа-Былинского и других яров и дана подробная палеокарпологическая характеристика горизонтов четвертичных отложений, которые были ранее выделены В. Н. Сукачевым и теперь получили подтверждение богатыми комплексами семенных флор.

В 1947—1949 годах обские яры изучались Б. В. Мизеровым (1954).

Более систематические описания геологии и рельефа бассейна р. Чаи даны В. А. Николаевым (1948). Им достаточно подробно оха-

рактированы четвертичные отложения и подразделены на верхне-средне- и нижнечетвертичные. Материалы В. А. Николаева и Б. В. Мизерова использованы М. П. Нагорским (1951) для составления Государственной геологической карты.

Экспедицией № 31 Гидропроекта в 1953 году были заложены буровые профили через долину р. Оби, в частности в Чаинском Приобье у сел Коломино и Леботер. Они дали возможность более определенно нарисовать схему стратиграфических соотношений четвертичных отложений и детальнее изучить геологические разрезы речных террас р. Оби (А. А. Алексин, 1957).

Четвертичные отложения Среднего Приобья изучались научными сотрудниками лаборатории палеогеографии Московского университета. Достаточно детально ими изучены спорово-пыльцевые комплексы из многих буровых скважин и береговых яров центральной части Западно-Сибирской низменности, в том числе и из обнажения у сел Кривошеино, Амбарцево и других. Результаты исследования опубликованы в ряде статей (К. К. Марков, 1956; М. П. Гричук, 1957, 1961 и др.), где дается стратиграфическое расчленение четвертичных отложений и приводится история развития природы в антропогене.

В последнее время классические обнажения на р. Оби описаны Б. В. Мизеровым (1964) в путеводителе геологической экскурсии по Оби и Иртышу, подготовленном к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода, которое состоялось в сентябре 1964 года в г. Новосибирске. Многие из интересующих нас обнажений были осмотрены участниками этого Совещания во время экскурсии по р. Оби. В материалах Совещания опубликованы статьи Б. В. Мизерова (1966), М. Р. Малензон и Б. В. Мизерова (1966), М. Р. Вотах, А. И. Стрижовой и С. С. Сухоруковой (1966), Р. П. Костицыной, В. П. Полещук, А. И. Стрижовой и Е. В. Юдиной (1966) и др.

Если обские яры, вскрывающие мощную толщу антропогена, достаточно хорошо описаны и изучены в палеонтологическом отношении, то четвертичные отложения бассейна р. Чаи после В. А. Николаева (1948) по существу никем не изучались. Мало уделялось внимания и изучению рельефа этой территории. Поэтому мы считаем возможным опубликовать наших материалов, которые были собраны в Чаинском Приобье во время геологических исследований в 1963—1965 годах.

Физико-географический очерк

Чаинское Приобье расположено в центральной части Западно-Сибирской равнины. Оно занимает бассейн р. Чаи, левого притока р. Оби, а также междуречье р. Обь — р. Чая (рис. 1).

В административном отношении эта территория входит в пределы Бакcharского, Чаинского, Молчановского и Кривошеинского районов Томской области.

Чаинское Приобье представляет озерно-аллювиальную равнину среднечетвертичного возраста. Ее поверхность в приобской части отличается более волнистым и расчлененным рельефом, а междуречья имеют в основном выпуклые овалы очертания, где сосредоточены и наиболее высокие абсолютные отметки. Западная часть Чаинского Приобья отличается более ровным рельефом и сильно заболочена, а отметки обычно не превышают 110—120 м над уровнем моря. Междуречья здесь имеют плоский характер и образуют почти прямые уступы к речным долинам.

Гидрографическая сеть Чаинского Приобья представлена участком р. Оби от устья р. Чаи до с. Кривошеино на юге. Длина этого участка Оби равна 115 км, а ширина его достигает 1 км. Русло Оби меандрирует

ября. Наиболее ранняя дата ледостава зафиксирована 28 октября 1940 года, а наиболее поздняя — 30 ноября 1938 г.

Вскрытие р. Оби на описываемом участке начинается в среднем 27 апреля, причем наиболее ранний весенний ледоход был отмечен 16 апреля 1938 и 1944 годов, а наиболее поздний — 12 мая 1941 г.

Наиболее крупной рекой Чаинского Приобья является р. Чая — типичная равнинная река; образуется после слияния рр. Парбига и Бакчара, которые берут начало из Васюганского болота. Длина р. Чаи равна 194 км, а ширина колеблется в пределах 20—150 м.

Русло Чаи сильно извилистое, хорошо выражены меандры в песчаных отложениях поймы, ширина которой в низовьях достигает 30 км, а в среднем течении колеблется в пределах 5—10 км.

Питание р. Чаи осуществляется преимущественно за счет талых снеговых вод. Дожди и грунтовые воды имеют меньшее значение. Во время весеннего половодья уровень реки превышает на 8—10 м меженный.

Летом для р. Чаи характерна сравнительно устойчивая межень, а зимой — низкие уровни. Весенний подъем уровней начинается в середине апреля и заканчивается в конце июня или начале июля, а иногда затягивается до августа. Осенью — в сентябре и октябре — бывают дождевые паводки, когда уровень воды в реке повышается на 1—2 м.

Средний годовой расход р. Чаи у с. Варгатов равен 40,8 м³/сек, а у с. Подгорного — 96,6 м³/сек (при максимуме 950 м³/сек и минимуме 15,4 м³/сек).

Льдообразование начинается в конце октября и продолжается в течение 8—12 дней, а затем в первой половине ноября устанавливается устойчивый ледостав. Вскрывается река в конце апреля.

Наиболее крупными реками бассейна Чаи являются реки Парбиг, Бакчар, Икса и Нюрса. Их основные гидрологические характеристики представлены в табл. 1.

Характер питания этих рек и гидрологический режим аналогичны р. Чае.

Таблица 1

Расходы рек

Реки	Длина км	Площадь водосбо- ра км ²	Расходы (м ³ /сек)			Примечание
			max	min	среднее	
Парбиг	320	9183	307	6,7	46,7	Расходы взяты у с. Верх-Поповки
Бакчар	348	7310	234	2,99	25,1	У с. Матвеевского
Икса	430	6128	209	0,08		У с. Плотниково

Примечание. Длина рек и площадь их водосбора приведены по данным М. В. Крашенникова.

Внутригодовое распределение стока приведено в табл. 2.

Более мелкие речки Чаинского Приобья — Нюрса, Б. Татош, М. Татош, Чемондаевка, Таптак и другие — в гидрологическом отношении не изучались.

Озера в Чаинском Приобье распространены неравномерно и приурочены в основном к пойме р. Оби и ее наиболее крупным притокам. На водораздельной равнине озера исключительно редки и встречаются лишь в центральных частях болотных массивов, являясь составным компонентом грядово-озерковых микроландшафтов. Это небольшие

вторичные озера, которые возникают в заключительные стадии развития болотного массива.

Более крупные озера округлой или овальной формы располагаются на поверхности третьей надпойменной террасы рек Парбига (оз. Большое), Иксы и Чаи.

Таблица 2

Внутригодовое распределение стока в %

Река—пункт	Период наблюдения	Месяцы											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Чая—с. Подгорное	1953—1962	2,6	2,4	2,4	8,8	37,3	15,3	6,7	6,3	5,1	5,6	4,4	3,1
Парбиг—пос. Веселый	1953—1962	2,8	2,6	2,5	9,4	34,2	16,0	7,1	6,6	5,1	5,5	4,8	3,3
Икса—с. Плотниково	1933—1958; 1960, 1962	0,3	0,3	0,3	13,0	40,7	16,1	8,3	5,6	5,7	5,9	3,1	0,7

Очень много озер в долине Оби, особенно на пойме. Исключительно разнообразны пойменные озера по своей форме, связи с рекой, источникам питания и в какой-то мере по своему генезису. На пойме Оби в Чаинском Приобье встречаются озера-старицы, озера в веерах блуждания, притеррасные, бывшие мелкие протоки.

Климат

Климат Чаинского Приобья, как и всей зоны тайги Западно-Сибирской равнины, является континентально-циклионическим. Его континентальность определяется расположением Чаинского Приобья в центре Западной Сибири и находит свое выражение в значительных годовых и суточных амплитудах температур. Циклоничность климата определяется преобладанием здесь западного переноса воздушных масс со стороны Атлантического океана. Без преувеличения можно сказать, что увлажнение Чаинского Приобья в значительной мере зависит от влаги, которая приносится из Атлантики. Следует указать и на третью особенность климата — большую междусуточную изменчивость температуры воздуха, составляющую в среднем за год примерно 3°. Эта особенность связана с равнинностью местности и открытостью ее с севера и юга, что приводит к сравнительно частой смене западного переноса воздушных масс меридиональным, способствует интенсивному развитию процессов фронтогенеза и быстрой смене циклонов и антициклонов.

Ниже мы приводим краткую характеристику климата Чаинского Приобья. Характерным для климата является сравнительно суровая и продолжительная зима с сильными ветрами и метелями и коротким теплым или даже жарким летом.

Особенно ярко выражен холодный период, который имеет наибольшую продолжительность. Средние январские температуры достигают зимой —20, —20,6° (см. табл. 3). Абсолютный минимум температуры воздуха составляет —52° —54°. Отрицательные температуры сохраняются, как правило, до апреля, затем наступает резкое потепление с повторяющимися иногда продолжительными заморозками.

Весна кратковременная, продолжается несколько больше полутора месяцев.

Лето короткое и отличается достаточно высокими температурами, максимум которых достигает 35° (Молчаново). Средние июльские температуры колеблются в пределах от $17,5^{\circ}$ (Чаинск) до $18,1^{\circ}$ (Молчаново).

Таблица 3

Средняя месячная и годовая температура воздуха

Станции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Панычево	-19,3	-17,3	-10,6	-0,4	8,6	14,6	17,1	14,6	8,6	0,3	-10,3	-18,6	-1,1
Чаинск, оп. п	-20,6	-17,8	-10,7	-1,0	7,4	14,8	17,5	14,2	8,2	0,1	-11,1	-19,1	-1,5
Молчаново	-20,0	-17,2	-10,2	-0,7	7,7	15,3	18,1	15,2	9,2	0,1	-11,0	-18,5	-1,0

Примечание. Данные приведены к 55-летнему периоду (1881—1935 гг.)

Отклонение средних месячных температур воздуха от нормы достигает следующих величин: в январе, по данным гидрометеостанции Чаинск, положительные отклонения достигали $7,7^{\circ}$, а отрицательные $-9,7^{\circ}$, в апреле соответственно $-5,6$ и $5,1^{\circ}$, в июле $-2,5^{\circ}$ и $4,1^{\circ}$ и в октябре $-4,5^{\circ}$ и $5,8^{\circ}$. Эти данные подтверждают значительную изменчивость погоды зимой и весной и большую устойчивость летом и осенью.

Число дней с температурой выше 0° составляет 180—182, а продолжительность безморозного периода возрастает с запада на восток от 105 до 118 дней.

В Чаинском Приобье выпадает достаточное количество осадков и, как правило, засушливое лето бывает очень редко. Наибольшее количество выпадает летом, в июле и августе (см. табл. 4), то есть в период усиления циклонической деятельности. На эти месяцы приходится и наибольшее число дней с грозами. Среднегодовое число дней с осадками достигает 180—200 в году, причем наибольшее количество дней с осадками приходится на осенние месяцы, когда мелкие осадки, так называемые обложные дожди, на долгое время застилают пасмурной пеленой небо Чаинского Приобья.

Таблица 4

Гидрометеостанции	Месяцы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Панычево	18	12	13	15	32	49	67	67	43	34	29	20	398
Бакчар	19	12	13	16	31	50	68	68	43	34	29	20	403
Чаинск	19	11	14	18	43	50	79	78	48	38	38	21	457
Гришкино	15	9	11	14	29	46	64	64	41	31	28	16	368
Молчаново	17	12	12	15	31	52	67	68	45	30	29	20	398

Минимум осадков приходится на конец зимы и весну, что можно поставить в связь с действием азиатского максимума давления. Осад-

ки холодного периода составляют в среднем 20—30% от годового их количества и распределяются по площади района более равномерно, чем осадки теплого периода.

Наибольшая средняя высота снежного покрова на гидрометеостанциях Панычево, Чаинск и Молчаново колеблется от 55 до 68 см (на защищенном участке) и наблюдается примерно в третьей декаде марта.

Преобладающими ветрами в Чаинском Приобье являются юго-западные, южные и западные.

В величинах средней месячной абсолютной и относительной влажности хорошо выражен годовой ход, летом абсолютная влажность достигает наибольших, а зимой меньших величин. Ход относительной влажности противоположен ходу абсолютной влажности.

Приведенные в очерке метеорологические элементы и полученная на основе их климатическая характеристика вполне позволяют подтвердить вывод ряда предыдущих исследователей о том, что Чаинское Приобье может быть одним из важнейших районов сельскохозяйственного производства в Томской области. Развитие здесь горнодобывающей промышленности на базе Бакcharского железорудного бассейна — дело недалекого будущего. Население вновь возникших индустриальных центров будет в значительной степени обеспечено местными сельскохозяйственными продуктами.

Почвы

В Чаинском Приобье распространены дерново-подзолистые, серые лесные и черноземно-луговые почвы, которые в той или иной степени подверглись заболачиванию. К болотным почвам относятся торфяники и переходные от торфяников к минеральным почвам. Под покровом болотной растительности формируются лугово-болотные и перегнойно-глеевые почвы, торфяно-глеевые почвы и торфяники. Они приурочены к слабодренированным участкам водоразделов, пойменным и надпойменным террасам в речных долинах. Эти почвы формируются и развиваются в основном в условиях избыточного увлажнения, которое вызывается скоплением поверхностных вод, что способствует заболачиванию почв.

На дренированных водораздельных участках в приобской части описываемой территории развиты лесные оподзоленные глинистые и тяжелосуглинистые почвы, развитые в основном на лессовидных карбонатных суглинках и глинах. Распространены они обычно на повышенных участках водораздельных плато, занятых пашнями или березовыми и березово-осиновыми лесами с достаточно обильным разнотравьем.

Разновидностью серых лесных почв являются светло-серые оподзоленные легкоголинистые и тяжелосуглинистые почвы, приуроченные к более повышенным участкам водоразделов и к склонам логов. Эти почвы описаны под покровом густых смешанных и березово-осиновых лесов.

В Чаинском Приобье сравнительно широко распространены также дерново-подзолистые почвы, которые развиваются под покровом смешанных хвойных лесов и под вторичными березово-осиновыми лесами, возникшими на месте ранее существовавших здесь хвойных лесов.

Следует отметить, что в Чаинском Приобье достаточно хорошо развито земледелие и большой процент почв используется под сельскохозяйственные угодья. Наиболее часто используются под посевы серые лесные почвы, которые при хорошей агротехнике обеспечивают высокие урожаи зерновых культур. Дерново-подзолистые почвы обрабатываются в меньшей степени, так как часто находятся под осиново-

березовыми лесами. По заключению многих исследователей, почвенные условия Чаинского Приобья вполне благоприятствуют развитию земледелия и животноводства. Имеются большие перспективы для расширения сельскохозяйственного производства за счет освоения новых земель и одновременно с увеличением численности земледельческого населения.

Обширные пространства поймы Оби представлены разнообразными почвенными типами и их видами. Однако в распределении этих почв можно выявить определенные закономерности. Например, почвы на прирусловой пойме преимущественно аллювиальные, легкого механического состава. Материнской породой являются песчаные отложения, и почвы имеют ясное слоистое строение, но не имеют четкого подразделения на горизонты. Центральная пойма Оби и в какой-то мере Чаи характеризуется развитием суглинистых и глинистых аллювиальных луговых почв, которые отличаются от песчаных почв повышенным содержанием гумуса, ясно выраженной зернистой структурой и наличием погребенных гумусовых горизонтов на различной глубине.

Совершенно иные условия формирования почв притеррасовой поймы Оби, Чаи и других, менее крупных рек. Здесь характерно повышенное увлажнение, поскольку сюда, во-первых, стекают поверхностные воды с «материка» или более высоких террас, во-вторых, в основании «материка» по Оби или более высоких террас для Чаи, Иксы, Бакчара и других рек часто можно видеть обильные выходы грунтовых вод, которые скапливаются в понижениях рельефа притеррасной поймы. Кроме того, нужно учитывать, что здесь на длительное время задерживаются внешние воды после половодья. Все это вместе взятое не может не сказаться на формировании почв различной степени заболоченности, а также большей или меньшей мощности торфяников. Среди почв здесь преобладают лугово-болотные, перегнойно-глеевые, торфянисто- и торфяноболотные почвы и торфяники.

Наибольшую хозяйственную ценность представляют почвы центральной поймы, как наиболее дренированные и обладающие большим плодородием. В некоторых местах они распахиваются под сельскохозяйственные культуры, а в большинстве случаев развитые на них луга используются под пастбища и сенокосы. Однако следует заметить, что использование лугов приобской поймы, которые по праву называются резервами «второй целины», в настоящее время крайне недостаточное. Обширные луга, которые можно использовать уже сейчас, как правило, не выкашиваются и травы погибают на корню. При проведении же мелноративных работ площадь сенокосных угодий значительно увеличится и на их базе можно развивать животноводство.

Растительность

На левобережье Оби, в бассейне р. Чаи, растительность в значительной степени преобразована деятельностью человека. Леса, расположенные на суходолах, раскорчеваны, и на их месте можно встретить обширные пахотные угодья. На месте вырубленных темнохвойных лесов и на старых гарях развиты вторичные осиновые и березовые леса. Именно распространением этих лесов определяется степень воздействия человека на природу.

Во время наших маршрутов по старому Сарафановскому тракту, а также по новым лесовозным дорогам и просекам нам представилась возможность наблюдать темнохвойные леса местами со значительной примесью березы и осины. Очень много гарей и старых вырубок.

В более южных регионах бассейна р. Чаи чаще встречаются смешанные березово-осиновые леса. Особенно хорошо представлены такие

леса в районе Пивоваровских хуторов. Здесь же можно было видеть много гарей с молодой порослью лиственных пород деревьев. Местами леса заболочены.

В приобской части интересующего нас района большие площади заняты под пашни, поэтому здесь не сохранилось больших лесных массивов. Леса приурочены к склонам логов и к заболоченным низинам.

Обская пойма, пойма р. Чаи и ее притоков заняты заливными лугами и кустарниками. На более высоких террасах встречаются сосновые боры.

Следует отметить, что растительность чутко реагирует на особенности рельефа. Хорошо, например, различается растительность поймы и надпойменных террас. На междуречьях понижения в рельефе, как правило сильно заболочены, и, естественно, это сказывается на характере растительности. Иными словами, почти каждый геоморфологический элемент отличается и присущим ему растительным покровом, что отмечалось многими исследователями бывшего Нарымского края (Н. И. Кузнецов, 1915; Р. С. Ильин, 1930. и др.).

Следует отметить, что в бассейне Чаи громадных безлесных болот нет. Однако часто встречаются «заболоченные земли», как их называют торфоведаы. Эти «земли» характеризуются переувлажнением почв, очень маломощным слоем торфа и наличием на поверхности древесной растительности. **Меньший процент занимают так называемые «рямы»** — сфагновые болота с низкорослой древесной растительностью на поверхности. Они окаймляют более или менее широкой полосой чистые болота — гальи. Чем ближе приближаешься к галье, тем существеннее изменяется и характер ряма. Если у самого болота располагается мелкий рям — болото с редкими низкорослыми сосенками высотой не более 0,5—1 м, то ближе к тайге мелкий рям сменяется крупным рямом, где деревья (в основном кедр и сосна) достигают высоты 5—8 м (Р. С. Ильин, 1930). Плоские сильно обводненные участки сфагновых болот местами изобилуют мелкими вторичными озерами, расположенными часто цепочками.

Во многих местах открытые болота или болота с редкой угнетенной сосенкой внедряются по незначительным понижениям рельефа в лесные приречные полосы. Такие места называются «пазущинами». В них, как правило, начинает формироваться едва заметный сток болотной воды. Своеобразны болота на террасах. Это прибортовые болота грунтового питания.

Рельеф

В рельефе Чаинского Приобья на основе историко-генетического принципа мы выделяем водораздельную аккумулятивную равнину, сформировавшуюся в среднечетвертичное время, и речные долины с комплексом террас (трех надпойменных и поймы).

Ниже приводится характеристика выделенных геоморфологических единиц.

Аккумулятивная среднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина

Поверхность этой равнины в приобской части отличается более волнистым и расчлененным рельефом, а водораздельные пространства между реками Обью и Чаей имеют выпуклые очертания, где сосредоточены и наиболее высокие абсолютные отметки (свыше 120 м).

В бассейне р. Чаи наблюдается более ровный рельеф, с отметками, обычно не превышающими 110—120 м над уровнем моря. Междуречья плоские и сильно заболоченные. Они образуют почти прямые уступы

к речным долинам. Поэтому здесь, вблизи долин, процент заболоченности снижается.

Формирование этой равнины происходило в течение всего среднечетвертичного времени и в основном закончилось, по-видимому, в период размыва и зарождения современной гидрографической сети. В геологическом строении равнины представлен полный комплекс среднечетвертичных отложений.

В рельефе описываемой равнины Чаинского Приобья отчетливо прослеживается следующая закономерность: сразу же от р. Оби начинается высокий и выпуклый увал с отметками, несколько превышающими 120 м над уровнем моря. В литературе он описывается как Чаинский кряж, а от с. Коломино до верхнего устья Нюрги носит название Коломинских грив (Р. С. Ильин, 1930).

На междуречье Оби и Чаи, как показывают многочисленные геологические разрезы мезокайнозойского чехла, нет ни сбросов, ни других разрывных тектонических нарушений. Однако в области Чаинского кряжа в осадках ряда свит верхнего мела намечается антиклинальное поднятие, которое, по-видимому, является южным продолжением Парabelьского вала. Особенно отчетливо оно устанавливается по скважине у д. Фоминки, где абсолютные отметки кровли люлинворской, юрковской и новомихайловской свит палеогена намного выше, чем в соседних скважинах. Суммарная же мощность осадков этих свит почти одинакова. Например, кровля новомихайловской свиты в скважине д. Фоминки имеет отметку 72 м, а в соседних — только 59—60 м.

Это поднятие продолжается к югу, к д. Малиновке, где оно выражено еще яснее, и находит отражение и в осадках антропогена, проявляется в геоморфологии. Именно здесь отмечены наиболее значительные абсолютные высоты Чаинского Приобья. Таким образом, в своей основе Чаинский кряж и его продолжение к югу имеют тектоническое происхождение.

Приобский увал или кряж значительно гуще расчленен эрозионными процессами; здесь в р. Обь впадает много мелких, сильно врезаемых в плато рек, которые образуют узкие, но глубокие долины. Например, речка М. Татош у сел Гришно и Погино врезана в плато на 60 м. В самой приречной части плато исключительно сильно расчленено небольшими речками, глубокими, но сравнительно короткими оврагами и логами (балками). Особенно много таких оврагов и логов в районах, где река непосредственно подмывает водораздельное плато, — у сел Сарафановки, Новостройки и др.

Затем к западу идет постепенное выполаживание равнины и рельеф приобретает более спокойные очертания, а абсолютные высоты существенно не изменяются на больших расстояниях, измеряемых десятками километров.

В бассейне р. Чаи густота эрозионного расчленения значительно меньше приобской части и реки обычно не так глубоко врезаются в плоское плато. Последнее сравнительно сильно заболочено. Однако хорошо выраженных здесь грядово-мочажинных и озерково-мочажинных болот очень мало. Они приурочены лишь к южной части Чаинского Приобья. Рельеф болот характеризуется наличием вторичных озер среди грядово-мочажинных комплексов.

Значительно большие площади междуречных пространств озерно-аллювиальной равнины Чаинского Приобья занимают заболоченные леса, которые имеют преимущественно пятнистый характер (как бы кочки в крупном плане).

В междуречье рек Нюргы и Чаи, на болоте округлой формы, достаточно хорошо выделяются вытянутые «долинообразные» болота, ко-

торые, по-видимому, представляют заболоченные в верховьях долины здешних рек. В направлении к истокам рек наблюдается и течение грунта, которое выражается в выпуклом (в сторону устья) рисунке гряд и мочажин.

Следует отметить, что на поверхности этой части равнины озер нет, и основными формами рельефа будут долины рек, которые здесь достаточно отчетливо выделяются.

Реки Чая, Икса, Бакчар имеют сравнительно широкие долины, которые врезаны на 30—40 м в плато.

Из микроформ рельефа равнины следует обратить внимание прежде всего на неглубокие и мелкие по площади западинки, происхождение которых ранее приписывалось суффозионным процессам (Р. С. Ильин, 1930). С этим мнением отчасти можно согласиться. Как показали наши наблюдения, действительно, в приречных участках плато, сложенных в основании песками тобольской свиты, суффозия может развиваться и оказывать существенное влияние на рельеф. Но в междуречьях, сложенных в основном глинами и удаленных на многие десятки километров от рек, роль суффозионных процессов будет крайне ограничена. Ведущее значение имели здесь термокарстовые процессы. Генезис западин в данном случае будет термокарстовым. В этом мы убедились при исследованиях рельефа в бассейне р. Парабели (А. А. Земцов, 1953), это нашло подтверждение и в Чаинском Приобье, где в разрезах плато встречаются мерзлотные клинья, смятие пластов и другие криотурбации. Наличие здесь в недалеком прошлом вечной мерзлоты не вызывает сомнений. Ее деградация способствовала таянию мерзлых грунтов и возникновению западинок. Они-то, по нашему мнению, и явились очагами заболачивания, становления простых болотных массивов, которые позднее, расширяясь и соединяясь друг с другом, образовали сложные болотные массивы.

Если взять профиль через такой болотный массив, то мы увидим очень неровное ложе из минеральных грунтов, на котором залегает толща торфяников. Торфяники значительно выравнивают первоначальный рельеф и создают новый с совершенно другими характерными чертами.

На формирование рельефа равнины оказали существенное влияние многие факторы, среди которых наиболее важными являются: тектоника, эрозионно-денудационные процессы, суффозия, термокарст и заболачивание, связанное с образованием торфяников.

Эрозионно-аккумулятивная террасовая равнина (долинный комплекс)

В пределах Чаинского Приобья реки имеют широкие, хорошо разработанные долины, в которых выделяется серия надпойменных террас и пойма.

Наиболее широкая долина у р. Оби. Долина р. Оби в Чаинском Приобье имеет резко асимметричную форму. На левом берегу террас нет и река на протяжении 25 километров подмывает плато, образуя яры до 50 м высоты. На правобережье прекрасно представлен весь террасовый комплекс. Река Обь как бы прижата к крутому левому борту долины, а справа широко развиты пойма и более высокие надпойменные террасы. Все это свидетельствует о достаточно продолжительном периоде, в течение которого происходило смещение р. Оби влево на описываемом участке. Обративший на это внимание Р. С. Ильин писал, что «Обь по мере отложения своих террас все время отступала влево; в соответствии с этим и в наши дни русло Оби настолько «льнет»

влево, что даже не желает отклониться вправо в готовое на большом протяжении русло — Кетскую протоку...» (1930, стр. 120). Далее Р. С. Ильин совершенно справедливо писал: «Нельзя считать случайным тот факт, что только между устьями Томи и Чан Обь продолжает расширять долину за счет разрушения левобережного склона страны, а ниже (по крайней мере до Вязкого яра) она закончила этот процесс и улеглась в свою собственную пойму. В этом явлении можно видеть свидетельство того факта, что в кривой русла произошел перелом и река медленно выравнивает ее, постепенно перемещая перелом вверх по течению, от устья Чан к устью Шегарки, приспособливает свой профиль равновесия к новому положению базиса эрозии» (стр. 124).

Р. С. Ильин подробно останавливается на причинах левосторонней асимметрии р. Оби в Чанинском Приобье, однако вполне обоснованного ответа мы у него не находим. И это вполне понятно, ибо он не располагал данными о глубинном геологическом строении района. Таких данных пока недостаточно и в настоящее время, что существенно затрудняет решение этого вопроса.

Причины левосторонней асимметрии р. Оби рассматриваются в опубликованных нами работах (А. А. Земцов и Д. А. Бураков, 1970, А. А. Земцов, 1968) и здесь нет необходимости повторяться. Укажем только, что причиной асимметрии, как нам представляется, прежде всего могут быть тектонические движения, имевшие место в четвертичное время и продолжающиеся сейчас. Именно неотектонические движения создают перекоп поверхности и определяют направленный ход боковой эрозии р. Оби.

Реки бассейна р. Чан имеют достаточно широкие долины с хорошо выраженной правосторонней асимметрией. Она наблюдается на реках Иксе, Бакчаре, Парбиге и Чае. Долины этих рек, по-видимому, развивались в течение длительного времени при слабых проявлениях неотектонических движений отрицательного знака. Этот вывод подтверждается очень мощной пачкой аллювия (до 30 м), который заполняет широкие долины рек.

Необходимо отметить, что даже в верховьях на р. Бакчар у с. Бакчар в 1929 году «сваи легко шли в глубину поймы и II террасы и на 36 метрах еще не достали плотного грунта» (Ильин, 1930, стр. 28). Отсюда Р. С. Ильин делает вывод, что на р. Бакчаре глубина древней реки превышала 36 м, а на Оби она была значительно больше.

Такая мощная пачка аллювия не может быть нормальной для современных рек. Приведенные нами в настоящей статье гидрологические данные о режиме рек бассейна Чан позволяют утверждать, что даже при максимально допустимых условиях нормальная мощность аллювия не должна превышать 15—20 м, в действительности же она намного больше.

По нашему мнению, о преобладающих неотектонических движениях отрицательного знака свидетельствуют нечеткие контуры речных террас, их плохо выраженные и местами очень слабо прослеживаемые границы, сильная заболоченность поверхностей террас. Таким образом, геоморфологический анализ строения речных долин позволяет сделать вывод о преобладании на описываемой части бассейна р. Чан отрицательных тектонических движений.

В долинах рек бассейна р. Чан наблюдается три надпойменных террасы и поймы.

Третья надпойменная терраса в среднем течении р. Чан достигает около 10 км ширины и отделяется от русла комплексом более низких террас. Она занимает большую часть левобережья рек Чан и Иксы,

Бакчара и Парбига, развита эта терраса и по обоим берегам р. Нюры. Абсолютные отметки террасы колеблются в пределах 90—95 м, а относительные высоты над меженным уровнем воды в реках составляют в среднем 15 м.

Поверхность третьей надпойменной террасы рек Чаи, Иксы и Нюры сильно заболочена — сплошные болота с мелкими озерами развиты повсеместно. Бровка террасы, ее граница с водораздельным плато, подчеркивается на контакте сильно заболоченной ее поверхности со сравнительно сухой поверхностью плато. По этой границе, лучше дренированной, в виде узкой ленты растет лес.

Границы третьей надпойменной террасы с более низкими террасами, как правило, слабо выражены. Особенно неясна граница со второй надпойменной террасой. Местами они настолько сливаются, что разделить их не представляется возможным. Поэтому некоторые авторы выделяют здесь только две надпойменные террасы.

Вторая надпойменная терраса развита в бассейне р. Чаи менее широко. В долине р. Чаи она более ясно прослеживается по левобережью от слияния Бакчара и Парбига до устья. Ширина ее составляет около 10 км, а абсолютные отметки колеблются в пределах 80—90 м. Относительные высоты террасы — 10—12 м.

Поверхность этой террасы, как и третьей, сильно заболочена и хорошо дренированные участки встречаются в местах, где террасу пересекают речки Поскоевка, Добрушка и др. Озер очень мало. Грядово-мочажинных болот нет. Преимущественно на поверхности террасы распространены рямовые болота.

По р. Иксе эта терраса прослеживается в основном на левом берегу, где в низовьях ее ширина достигает 4 км. По рекам Бакчару и Парбигу она встречается опорадически.

Первая надпойменная терраса наиболее хорошо представлена на правобережье р. Чаи, где она вклинивается в водораздельное плато крупными «заливами». Максимальная ширина ее в районе с. Рождественки достигает 6 км, а несколько севернее с. Чаинска около 5 км. Граница ее с водораздельным плато отчетлива. Терраса на большом расстоянии примыкает к крутому (до 30°) склону плато. Небольшие по размерам островки первой террасы отмечены севернее д. Соловьево и южнее с. Варгатера. В левобережье р. Чаи она прослеживается на расстоянии 5 км южнее пос. Гвоздевки.

Абсолютные отметки первой надпойменной террасы колеблются в пределах 80—70 м, а относительные высоты равны 7—8 м.

Менее широко она распространена по р. Бакчару у сел Овражного, Усть-Бакчара и Шоры-Еры. По р. Иксе первая терраса наблюдается в низовьях и в районе с. Копаного Озера.

Поверхность террасы сравнительно плоская и слабо заболочена. Очень плохо выделяются веера блуждания реки.

Пойма развита повсеместно по рекам бассейна р. Чаи. Однако ее ширина по главной реке системы немногим превышает 2—3 км.

По рекам Иксе, Бакчару и Парбигу пойма встречается по обоим берегам, и ее широта обычно не более 1 км. Абсолютные отметки поймы около 70 м. Относительные высоты над уровнем воды в реках летом составляют 3—4 м. Поверхность поймы изобилует большим количеством озер-старич, прирусловых валов. Пойма на значительном протяжении обнажается, давая отвесные обрывы к реке.

В заключение следует отметить, что рельеф Чаинского Приобья типичный эрозионный. Густая и сравнительно глубоко врезанная в плато гидрографическая сеть, широкие долины рек с хорошо развитыми несколькими надпойменными террасами и поймой — его характерные

черты. Речная эрозия и в настоящее время исключительно интенсивна и является ведущим рельефообразующим процессом.

Четвертичные отложения

Четвертичные отложения в пределах Чаинского Приобья распространены повсеместно. Геологическая карта Чаинского Приобья почти полностью копирует карту четвертичных отложений. Разнообразен комплекс этих отложений и по литологическому составу и по генезису. Представлены они осадками почти всех стратиграфических подразделений четвертичной системы.

С учетом абсолютной высоты современной орографической поверхности (до 126 м), совпадения с ней кровли четвертичных отложений и понижений их подошвы до 40 м (ниже уреза воды в Оби на 20 м), суммарная стратиграфическая мощность четвертичных отложений может быть принята равной около 90 м. Максимальная мощность в одном разрезе 60 м. Мощность их достаточно выдержана и в среднем составляет 40 м.

Весьма характерным является отчетливое деление всей толщи на два прекрасно выраженных горизонта, представляющих вместе своеобразную и исключительно мощную пачку, напоминающую аллювий гигантской реки. В таком случае русловым аллювием будут преимущественно диагональные пески тобольской свиты, а пойменные и старичные типы аллювия представлены толщей осадков от глин и суглинков самаровской свиты до покровных отложений включительно.

Лишь при более детальном изучении этой мощной толщи осадков антропогена представляется возможным выделение в верхней пачке самаровской свиты ширтинского и тазовского горизонтов среднего плейстоцена. В нижней пачке только в единичных случаях были установлены отложения демьянской свиты нижнечетвертичного возраста.

Отложения четвертичной системы со стратиграфическим несогласием залегают на размытой поверхности новомихайловской свиты среднего олигоцена.

Достаточно широко распространены в Чаинском Приобье отложения верхнего плейстоцена и голоцена. Но они преимущественно локализованы в речных долинах, слагая террасовый комплекс рек Оби, Чаи и их притоков. Маломощным плащом они перекрывают междуречные пространства.

Ниже мы характеризуем четвертичные отложения по свитам.

Нижнечетвертичные отложения

Демьянская свита Q_1 dm

Озерно-аллювиальные отложения демьянской свиты в Чаинском Приобье сильно размыты и сохранились небольшими островками. На дневную поверхность они выходят очень редко. В частности, нами эти отложения описаны у пос. Обского, на левом берегу р. Оби, и вскрыты буровыми скважинами у деревни Фоминки в интервале глубин 26,4 — 33 м.

Демьянская свита представлена темно-серыми карбонатными глинами с синеватым оттенком, с большим количеством растительных остатков. Формирование их происходило при затрудненном стоке в условиях мелководных озерных бассейнов.

Скважинами вскрыты слабо известковистые плотные неслоистые глины серого цвета с зеленоватым оттенком. С глубины 30,5 м встре-

чается кварцевая галька серого и молочно-белого цвета, угловатая или слабо окатанная, размером от 0,5 до 7 см в диаметре. Размер гальки постепенно увеличивается к концу интервала.

По минералогическому составу глины и суглинки демьянской свиты характеризуются значительным преобладанием в тяжелой фракции минеральной группы эпидота-цоизита (свыше 50%) и рудными минералами, содержание которых составляет около 30%. В легкой фракции примерно одинаковое количество приходится на кварц (35,9 — 57,5%) и полевые шпаты (39,8 — 60,3%), что сближает их с подстилающими осадками среднего олигоцена.

Из яра, расположенного на левом берегу р. Оби, у поселка Обского, А. И. Стрижовой получены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие лесостепной тип растительности. Из хвойных доминирует пыльца, в меньшем количестве встречается пыльца сосны обыкновенной и сибирского кедра. Из мелколиственных пород преобладает пыльца березы, меньше пыльцы ольхи и карликовой березки. Однако на долю лесов приходилась лишь незначительная часть, более обширные пространства занимали степи ксерофитного облика. Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы получены и из отложений, вскрытых скважиной у дер. Фоминки в интервале глубин 37—41,5 м. А. И. Стрижова сопоставляет эти спорово-пыльцевые комплексы с комплексами «сизых суглинков».

В. П. Никитин, изучавший палеокарпологические пробы, относит отложения с подобными комплексами к низам тобольской свиты. Поэтому выделение демьянской свиты в пределах Чаинского Приобья является спорным. Необходимы дополнительные исследования, которые позволили бы обосновать выделение этой свиты.

Мощность осадков демьянской свиты не превышает 10 м. Залегают они на размытой поверхности среднего или верхнего олигоцена и перекрываются песчаной толщей тобольской свиты.

Среднечетвертичные отложения

Тобольская свита — Q_{II} tb

Озерно-аллювиальные отложения тобольской свиты имеют очень широкое распространение. Они обнажаются по левому берегу р. Оби от деревни Соколовки до пос. Обского, по р. Чае у сел Подгорного и Прорвы, по Бакчару, Парбигу и некоторым другим рекам Чаинского Приобья.

Представлены эти отложения толщей разнозернистых горизонтально- и диагональнослоистых песков светло-серого цвета с желтоватым и синеватым оттенками. В нижней части этой толщи в песках встречаются гравелистые прослои, линзы глин и обильные растительные остатки: детрит, древесная кора, крупные обломки лигнитизированной древесины, слабо окатанные комки торфа. Местами скопления растительных остатков настолько обильны, что эту толщу можно назвать «мусорным горизонтом». Кроме гравелистых прослоев и линз в песках тобольской свиты, обнажающихся в основании обских яров, имеются галечники, которые приурочены к нижней части свиты (Амбарцевский и Соколовский яры). Местами галечники настолько плотно сцементированы железистыми соединениями, что образуют конгломерат. Редко встречаются валуны до 0,5 м в диаметре.

Петрографический состав валунно-галечникового материала весьма разнообразен. Из взятых нами образцов в основании яра, у пос. Обского, В. А. Янковский определил следующие породы: кварциты, порфиры, песчаники, граниты, гранодиориты, пегматиты, роговики. В мень-

шем количестве встречаются биотитовый гнейс, диорит, габбро, туфобрекчии, кварцевый порфир, кварцевый диорит и кварц.

В основании Амбарцевского яра были собраны гальки гранита, гранитпорфиров, сидерита, диабазовых порфиров, кварца, роговика, кварцитов, андезита и амфиболового диабаза. Среди галечника из обнажения у бывшей деревни Михайловки преобладали также граниты и гранодиориты, кварцит, сланцы. Реже встречались пегматиты, порфириты, габбро, роговики, кварцевый диорит и песчаник.

Минералогический состав песков тобольской свиты при незначительном выходе тяжелой фракции характеризуется весьма заметным преобладанием группы эпидота-цоизита свыше 50—55% (скважины 15, 17) и зеленой роговой обманки до 20%, которые не относятся к устойчивым против выветривания минералам. Содержание рудных минералов колеблется от 12 до 20%. Неотчетливо выражена группа минералов метаморфических пород. Циркон и гранат, как правило, содержатся в количестве от 1 до 3%. В легкой фракции преобладает кварц (40—73%) и полевой шпат (20—57%).

Тяжелые фракции верхней толщи диагональных песков Кривошенинского яра, по М. Р. Махензон и Б. В. Мизерову (1966), представлены темноцветными рудными минералами (19,3—23,6%), эпидот-цоизитом (34—47,6%), роговой обманкой (17—17,7%, реже 29,9%), пироксенами до 1%), анатазом (5—8%). Отмечается повышенное содержание апатита (3—5%).

Из диагональных песков Амбарцевского яра В. П. Никитиным была собрана и определена семенная флора, содержащая более 120 видов растений. Этот комплекс В. П. Никитин считает типичным для флоры «диагональных песков».

По данным спорово-пыльцевых анализов для тобольской свиты характерна темнохвойная ассоциация растений, в развитии которой намечаются три фазы:

I — фаза широкого распространения еловых лесов при незначительном остепнении территории (нижний максимум ели);

II — фаза смешанных лесов с преобладанием березы и

III — фаза отчетливого господства темнохвойных лесов (верхний максимум ели).

Спорово-пыльцевые комплексы, характерные для тобольского межледниковья, были выделены в отложениях Соколовского и Амбарцевского яров и в обнажении у пос. Обского, а также вскрытых скважинами.

Из отложений, вскрытых в яре у пос. Обского, А. И. Стрижовой установлен спорово-пыльцевой комплекс, где доминирует пыльца травянистых растений и кустарничков (до 80%), среди которых ведущее место принадлежит пыльце ксерофитов из семейства *Chenopodiaceae* (до 50%) и *Compositae* с родом *Artemisia* (до 20—30%). Древесная пыльца в этом разрезе занимает подчиненное положение и представлена преимущественно пыльцой березы (20—50%), а из пыльцы темнохвойных наиболее часто встречается пыльца ели (до 30—40%). По заключению А. И. Стрижовой подобные спорово-пыльцевые комплексы характерны для первой фазы тобольского межледниковья с нижним максимумом ели. Они хорошо известны в отложениях федосовской и краснодубровской свит южных районов Западно-Сибирской низменности. Эти спектры отличаются от спектров «диагональных песков» других обских яров тем, что последние отражают формирование осадков во время третьей его фазы, то есть в конце межледниковья.

Наиболее полные данные по палинологической характеристике тобольской свиты приведены А. И. Стрижовой для Амбарцевского и Соко-

ловского яров. В Амбарцевском яру спорово-пыльцевые спектры диагональных песков характеризуют вторую половину тобольского межледниковья (верхний максимум ели). В спектре преобладает пыльца ели, меньше сибирского кедра, сосны и березы. Пыльца трав представлена главным образом разнотравьем. Из споровых преобладают зеленые (до 70%) и сфагновые (до 20%) мхи.

Собранные нами в обнажении у пос. Обского костные остатки в 9 м над урезом воды в реке определялись Э. А. Вангенгейм, которая установила *Eguus caballus subsp?* (три нижних зуба), обломков верхнего эпифиза плечевой кости *Elephas* (*Mammuthus?*) *sp.* и шейный позвонок довольно крупной особи *Bison priscus* *Boj.* В обнажении, расположенном в 3 км ниже по течению р. Оби от вышеупомянутого, собраны обломки трубчатой кости, обломок бивня *Elephantidae*. Возраст отложений, в которых вскрыты описываемые костные остатки, Э. А. Вангенгейм датирует как средний-верхний плейстоцен.

В бассейне р. Чаи отложения тобольской свиты по своим особенностям аналогичны разновозрастным отложениям, вскрывающимся по левому берегу р. Оби. Однако в естественных разрезах по р. Чае и ее притокам верхняя половина тобольской свиты представлена преимущественно однородной толщей песков с линзами глин, с часто встречающимися растительными остатками и очень редко — с мелкой галькой. Как показали буровые работы, с глубиной возрастает крупность песков, чаще встречаются прослои и линзы гравелистых песков и галечников, которые сосредоточены в нижней половине тобольской свиты. Отсюда следует вывод, что тобольская свита — типичный аллювий крупной реки. Поскольку в более южных районах Обь-Иртышского междуречья подобных отложений нет, следует предполагать, что этот аллювий распространен только в приобской полосе, ширина которой в Чаинском Приобье превышает 100 км.

По данным Е. В. Шумиловой, минералогический состав песков тобольской свиты, вскрывающихся в естественных обнажениях по р. Чае у сел Подгорного, Прорвы и Усть-Бакчара, отличается значительным преобладанием минералов группы эпидота, рудных и зеленой роговой обманки. Они составляют обычно 70—91% от общего количества. Весьма постоянны тремолит, андалузит, ставролит, сфен, рутил, пироксен и другие. Характерны сравнительно крупные размеры зерен и хорошая их окатанность, отмечается некоторая разрушенность минералов и наличие пироксена — гиперстена, который не свойствен для более молодых осадков.

Растительные остатки из отложений тобольской свиты бассейна р. Чаи изучались палеокарпологом П. А. Никитиным, который определил богатую ископаемую флору, характерную для «диагональных песков».

Нами в 1962 году были взяты пробы из осадков тобольской свиты, обнажающихся у с. Подгорного на р. Чае (яр «Кулайка», рис. 2) Анализировавшая эти пробы З. И. Мухортова пришла к выводу, что определенная ею ископаемая семенная флора типична для «диагональных песков» (табл. 5).

Здесь количество местных видов составляет 80,8%, экзотических — 9,6%, столько же приходится на долю вымерших. Особенно богатая флора (110 форм) была определена из обнажения у с. Крутойрского на р. Бакчаре. Она составлена также преимущественно современными местными видами (80,3%), на долю экзотических приходится 14,7% и вымерших — 5%. Наиболее характерны мегаспоры вымершей *Azolla interglacialica*, *Salvinia natans*, *Selaginella selaginoides* — типичные для тобольского межледниковья.

В составе спорово-пыльцевых спектров песков тобольской свиты, обнажающихся у с. Подгорного, Р. П. Костицына выделила пыльцу кедра (*Pinus sibirica* Rupr.), сосны (*Pinus silvestris* L.), березы (*Betula*

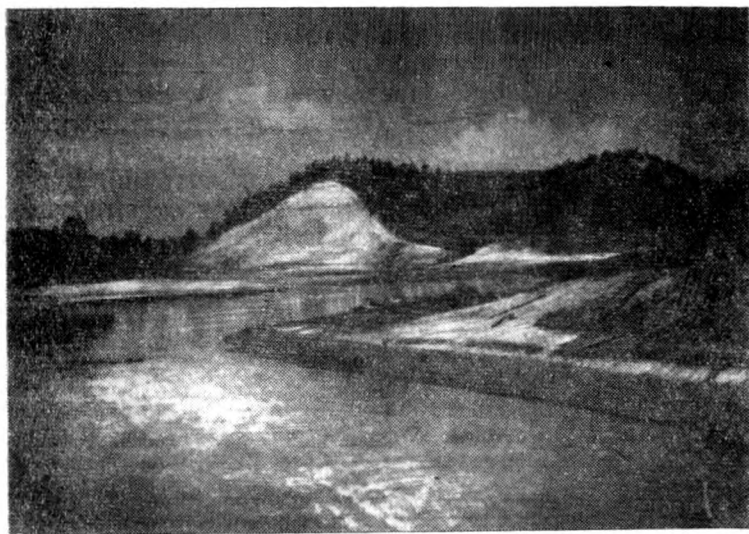


Рис. 2. Общий вид горы «Кулайка» на правом берегу реки Чаи у с. Подгорного

sect. *Albae*), ольхи (*Alnus* sp.), пыльцу злаков (*Gramineae*) и споры зеленых мхов (*Bryales*). Восстанавливая по спорам и пыльце растительность, можно предположить существование лесостепи со смешанными сосново-кедрово-березовыми лесами и ксерофитных злаково-разнотравных и полынных степей во вторую фазу развития растительного покрова тобольского межледниковья.

Пески тобольской свиты резко отличаются по внешнему облику и литологическому составу от перекрывающих их глин и суглинков самаровской свиты. Залегают пески на осадках олигоцена.

Мощность тобольской свиты колеблется в пределах 5—20 м.

Самаровская свита Q_{II} Sm

Озерно-аллювиальные отложения самаровской свиты в Чаинском Приобье распространены повсеместно. Они обнажаются по левому берегу р. Оби у сел Кривошеино, Соколовки, Амбарцево и Обского, а также по рекам Чае (у сел Подгорного и Прорвы), Бакчару, Парбигу, в низовьях р. Иксы и вскрыты многими буровыми скважинами.

Свита представлена очень плотными и тонкоотмученными иловатыми глинами и тяжелыми суглинками, часто горизонтальнослоистыми, темно-серого цвета с голубоватым или зеленоватым оттенками. В глинах и суглинках много растительных остатков, преимущественно детрита. В глинах, обнажающихся в правом берегу р. Парбига ниже с. Ярки, местами видны следы мерзлотного смятия слоев, а порода имеет разнообразный механический состав (так называемая местная безвалунная морена Р. С. Ильина). Она очень плотная, с ожелезнением и кусками торфянистой массы. Здесь же были обнаружены бивни мамонта *in situ*.

В качестве типового примера можно привести разрез по скважине у д. Малиновки, где самаровская свита с глубины 15,2 м представлена

Семенная флора тобольской свиты у с. Подгорного

№ п. п.	Экология	География	Растение	Количество остатков
1	2	3	4	5
			Thallophyta	
1	H	o	<i>Chara</i> sp.	25 оогониев
			Bryophyta	
2	S	o	<i>Bryales</i>	30 веточек
3			<i>Sphagnum</i> sp.	3 фрагмента листочков
			Pteridophyta	
4	H	+	<i>Azolla interglacialica</i> Nikit.	1 фрагмент мегаспоры
			Gymnospermae	
5			<i>Larix</i> cf. <i>sibirica</i> Ldb.	3 семени, 4 фрагмента, 14 укороченных побегов
6			<i>Picea</i> sp. (?)	2 фрагмент. семени, 2 укорочен. побега, 3 хвоинки
7			<i>Picea</i> sp.	2 фрагмента семян
			Angiospermae	
8	S	o	<i>Typha</i> spp.	5 терментов
9			<i>Sparganium</i> cf. <i>minimum</i> Hill	7 эндокарпов, 1 фрагмент
10	H	m	<i>Potamogeton alpinus</i> Balb.	5 эндокарпов
11			«—» <i>compressus</i> L. (?)	3 эндокарпа плохой сохранности
12	H	m	<i>Potamogeton filiformis</i> Pers.	19 эндокарпов
13	H	+	«—» cf. <i>microcarpus</i> V. Nikit.	2 эндокарпа
14	H	m	«—» <i>pectinatus</i> L.	37 эндокарпов
15	H	m	«—» cf. <i>perfoliatus</i> L.	3 эндокарпа
16			«—» cf. <i>praelongus</i> Wulf.	1 эндокарпий
17	H.	m	«—» <i>pusillus</i> L.	12 эндокарпов
18	H	m	«—» <i>trichoides</i> Cham. et Schlecht	2 эндокарпа
19	H	e	«—» <i>vaginatus</i> Turcz.	12 эндокарпов
20	H	o	«—» spp.	50 фрагментарных эндокарпов, 30 фрагментов
21			<i>Lannichellia palustris</i> L.	3 семянки, 5 фрагментов
22	S	o	<i>Triglochin</i> sp. (?)	1 фрагмент термена
23	o	o	<i>Alismataceae</i> gen.	13 терменов
24			<i>Carex</i> cf. <i>pauciflora</i> Lightf.	2 орешка
25	S	m	<i>Carex</i> spp.	Более 100 орешков, 90 фрагментов
26	S	m	<i>Heleocharis palustris</i> R. Br.	30 орешков, 10 фрагментов
27	H	m	<i>Lemna trisulca</i> L.	2 семени

1	2	3	4	5
28	T	o	Salicaceae gen.	1 фрагмент семенной коробки
29	T	o	Betula spp.	4 орешка плохой сохранности
30	o	o	Rumex sp.	1 орешек
31	M	m	Chenopodium cf. rubrum L.	1 фрагмент семени
32			Corispermum squarrosum L.	1 семя
33			Amaranthaceae gen. (?)	1 фрагмент семени
34	H	o	Batrachium spp.	около 40 семян, 10 фрагментов
35	S	m	Ranunculus cf. flammula L.	1 семянка
36			«—» cf. hyperboreus Rottb.	2 потертых семени, 3 половинки
37	S	m	«—» scleratus L.	14 семян, 10 фрагментов
38	o	o	«—» spp.	1 потерянная семянка
39	M	o	Thalictrum sp.	2 фрагментарных семени, 1 фрагмент
40	M	+	Bunias Sukaczewii (Nikit.)	3 стручка
41	o	o	Cruciferae gen. gen.	2 семени, 2 фрагмента
42	S	m	Potentilla anserina L.	5 семян, 4 фрагмента
43	M	m	«—» cf. supina L.	1 семянка
44	o	o	«—» spp.	14 семян
45	T	m	Rubus idaeus L.	5 фрагментов, 1 косточка
46	M	o	Euphorbia sp.	8 фрагментов семян
47	S	m	Elatine cf. hydropoper L.	3 семени
48			Myriophyllum cf. spicatum L.	20 косточек, 1 фрагмент
49	H	m	Hippuris vulgaris L.	20 косточек, 3 фрагмента
50			Menyanthes trifoliata L.	3 семени, 8 фрагментов
51	T	m	Sambucus racemosa Ldb.	2 семени, 2 фрагмента
52	o	o	Viola sp.	3 фрагмента семян
Переотложения третичные: Azolla ventricosa Dorof., Salvinia sibirica Dorof., Epi-premnum cranatum R. et Ch., Alnus decipiens, Decodon cf. gib- losus E. M. Reid. и др.				

Семенная флора тобольской свиты у с. Крутойрского

№ п. п.	Экология	География	Растение	Количество остатков
1	2	3	4	5
Thallophyta				
1	Н	о	<i>Chara</i> sp.	45 оогониев
2			<i>Nitella</i> sp.	40 оогониев
Bryophyta				
3	С	о	<i>Bryales</i>	немного побегов
4			<i>Sphagnum</i> sp.	1 листочек
Pteridophyta				
5	Н	+	<i>Azolla interglacialica</i> Nikit.	24 фрагмента мегаспоры
6	Н	м	<i>Salvinia natans</i> All.	6 мегаспор плохой сохранности
7	С	м	<i>Selaginella selginoides</i> Link.	30 мегаспор
Gymnospermae				
8	Т	о	<i>Larix</i> sp.	25 фрагментарных семян
9			<i>Picea</i> cf. <i>obovata</i> Ldb.	4 фрагмент. семени, 1 укороченный побег, 40 фрагмент. хвоинок
10			<i>Pinus</i> sp.	5 семян плохой сохранности
Angiospermae				
11	С	о	<i>Typha</i> spp.	10 терменов
12	Н	м	<i>Sparganium</i> cf. <i>simplex</i> Huds.	1 эндокarp
13	Н	о	«—» spp.	11 эндокarpов
14	Н	м	<i>Potamogeton alpinus</i> Balb	3 эндокarpa
15	Н	м	<i>Potamogeton</i> cf. <i>filiformis</i> Pers.	1 эндокarp
16	Н	м	<i>Rotamogeton</i> cf. <i>interglacialis</i> V. Nikit.	1 эндокarp
17	Н	м	«—» cf. <i>natans</i> L.	5 эндокarpов
18			«—» cf. <i>nodosus</i> Poirr.	1 эндокarp
19	Н	м	«—» cf. <i>obtusifolius</i> Mert. et Koch.	1 эндокarp
20			«—» cf. <i>parvulus</i> V. Nikit	1 эндокarp
21	Н	м	«—» cf. <i>pectinatus</i> L.	29 эндокarpов
22	Н	м	«—» cf. <i>perfoliatus</i> L.	4 эндокarpa
23	Н	м	«—» <i>pusillus</i> L.	13 эндокarpов
24	Н	м	«—» <i>trichoides</i> Cham. et Schlecht	1 эндокarp
25	Н	е	«—» <i>vaginatus</i> Turcz	12 эндокarpов
26			«—» sp. A.	5 эндокarpов
27	Н	о	«—» spp.	70 эндокarpов плохой сохранности
28		о	<i>Zannichellia</i> cf. <i>palustris</i> L.	12 фрагм. семян и 3 фрагмента
29	Н	м	<i>Najas marina</i> L.	4 фрагмента семян

1	2	3	4	5
30	H	m	<i>Najas minor</i> L.	1 фрагмент семени
31	S	m	<i>Triglochin maritima</i> L.	2 семени плохой сохранности
32	S	o	<i>Alisma</i> sp. 1	4 потертых семянки
33	S	o	<i>Alisma</i> sp.	1 потерятая семянка
34	H	o	<i>Sagittaria natans</i> Pall.	4 семянки
35	o	o	Alismataceae-gen. gen.	60 тегменов
36	H	m	<i>Hydrocharis</i> sp. (?)	1 тегмен
37	o	o	Gramineae gen. gen.	17 зерновок
38	S	o	<i>Carex</i> spp.	120 орешков
39	S	m	<i>Heleocharis palustris</i> R. Br.	50 потертых орешков
40			<i>Scirpus lacustris</i> L.	4 потертых орешка
41	H	m	<i>Lemna trisulca</i> L.	26 целых семян, 20 фрагментов
42	S	m	<i>Juncus</i> cf. <i>gerardi</i> Loisel	5 фрагментов семян
43	T	o	Salicaceae gen. gen.	4 фрагмента семенной коробки
44			<i>Betula nana</i> L.	9 орешков
45	T	o	<i>Betula</i> sp.	5 орешков
46	M	m	<i>Urtica dioica</i> L.	15 семян
47	M	m	<i>Polygonum aviculare</i> L.	16 орешков плохой сохранности
48			<i>Polygonum</i> cf. <i>convolvulus</i> L.	1 половина орешка
49	M	m	«—» cf. <i>lapathifolium</i> L.	1 орешек плохой сохранности
50	o	o	«—» spp.	18 орешков
51	o	o	<i>Rumex</i> sp. 1—Q	6 потертых плодиков
52	o	o	«—» sp. 3—Q	20 потертых плодиков и 50 орешков
53	o	o	«—» sp. 5—Q	6 фрагм. плодиков
54	M	m	<i>Atriplex</i> cf. <i>hastata</i> L.	25 фрагм. семян
55	M	o	«—» spp.	18 семян плохой сохранности
56	M	m	<i>Chenopodium glaucum</i> L.	8 семян, 1 тегмен
57	M	m	«—» <i>polyspermum</i> L.	1 семя
58	M	m	«—» <i>rubrum</i> L.	9 фрагм. семян
59	M	o	«—» sp.	5 семян плохой сохранности
60	M	o	<i>Cerastium</i> sp.	15 фрагм. семян
61			<i>Melandrium</i> sp. (?)	2 потертых семени
62			Centrospermae	55 тегменов
63	H	m	<i>Ceratophyllum demersum</i> L.	1 семя хорошей сохранности, 4 фрагмента
64	H	o	<i>Batrachium</i> spp.	60 семян
65	S	m	<i>Ranunculus</i> cf. <i>flammula</i> L.	2 семянки
66			«—» <i>hyperboreus</i> Rottb.	13 семян
67			«—» cf. <i>pedatifidus</i> Sm.	6 потертых семян
68	S	m	«—» cf. <i>repens</i> L.	4 семени плохой сохранности
69	S	m	<i>Ranunculus sceleratus</i> L.	60 семян

1	2	3	4	5
70	o	o	«—» spp.	3 семени плохой сохранности и 4 фрагмента
71	M	m	<i>Thalictrum</i> cf. <i>minus</i> L.	28 фрагментов семян
72	M	m	<i>Bertaroa</i> sp.	12 фрагм. семян
73	M	+	<i>Bunias Sukaczewii</i> (Nikit.) Kipiani.	4 стручка, 24 фрагмента
74			<i>Capsella</i> sp. (?)	60 потертых семян
75			<i>Chorispora</i> sp.	4 потертых стручка
76	S	m	<i>Roripa palustris</i> (Leyss) Bess.	46 семян
77	o	o	Cruciferae gen.	70 семян плохой сохранности
78	S	m	<i>Potentilla anserina</i> L.	13 семян, 9 фрагментов
79	M	m	<i>Potentilla supina</i> L.	30 семян
80	o	o	<i>Potentilla</i> spp.	около 60 семян
81	T	m	<i>Rubus idaeus</i> L.	4 косточки, 3 фрагмента
82	M.	m.	<i>Linum</i> cf. <i>altaicum</i> Ldb.	30 семян плохой сохранности
83	M	o	<i>Euphorbia</i> sp.	3 фрагмента семени
84	S	m	<i>Elatine</i> aff. <i>hydropiper</i> L.	20 семян
85	o	o	<i>Viola</i> sp.	2 фрагмента семени
86			<i>Myriophyllum spicatum</i> L.	14 косточек
87			«—» cf. <i>verticillatum</i> L.	2 крупных косточки
88	H	m	<i>Hippuris vulgaris</i> L.	24 косточки
89			<i>Archangelica decurrens</i> Ldb.	2 мегакарпия, 16 половинок
90	S	m	<i>Slum latifolium</i> L.	4 потертых семени
91	o	o	Umbelliferae gen. gen.	3 мегакарпия, 6 семян плохой сохранности
92	o	o	Primulaceae gen. gen.	фрагмент
93			<i>Menyanthes trifoliata</i> L.	15 семян, 30 фрагментов
94			<i>Nymphoides peltatum</i> O. Ktze (?)	1 фрагмент семени
95	S	m	<i>Lycopus europaeus</i> L.	1 потертый орешек
96	S	m	<i>Mentha arvensis</i> L.	3 потертых орешка
97			<i>Criganum bulgare</i> L.	1 орешек
98			<i>Pedicularis</i> sp.	1 зерно
99	T	m	<i>Sambucus</i> cf. <i>racemosa</i> Ldb.	1 семя, 6 фрагментов
100	M	o	<i>Adoxa</i> sp.	1 потертое семя
101			<i>Valeriana</i> sp.	2 семянки плохой сохранности, 3 фрагмента
102	M	o	<i>Artemisia</i> sp.	1 семянка плохой сохранности
103	M?	o?	<i>Cirsium</i> cf. <i>palustre</i> (L.) Scop.	1 семянка, 2 фрагмента
104	M?	o?	<i>Matricaria</i> sp.	2 семянки плохой сохранности
105	o	o	Compositae gen. gen.	4 семянки, 4 фрагмента
106			Неопределимые (3 вида)	2 семянки
107			Mist	немного остатков

1	2	3	4	5
			Переотложенные	
108	H	+	<i>Azolla cf. aspera</i> Dorof.	3 фрагментарных мегаспоры
109			<i>Decodon gibbosus</i> B. M. Reid.	1 семя
110	S	+	<i>Diclidocarya</i> sp.	1 фрагмент семени

Примечание. В графе «Экология»: H — водные растения; S — болотные растения; M — растения мезофильного характера; T — древесные растения (включая кустарники и лианы); O — экология неизвестна. В графе «География»: m — растения, ныне местные (западносибирские); e — экзотические виды; + — вымершие виды; O — распространение неясно.

плотными пластичными глинами темно- и зеленовато-серого цвета с алевроитовыми примазками и обломками фауны. Ниже залегает глина черная плотная с обломками лигнитизированной древесины. Еще ниже глина имеет темно-серый цвет и тонкую слоистость за счет алевроита с редкими включениями растительной сечки.

Самаровские глины представлены и в обских ярах. Изучавший самаровские глины обских яров В. П. Никитин пишет, что глины «мыльные», весьма липучие, пластичные и несут все признаки осадков холодного климата, когда деятельность проточных вод сковывалась и выносился лишь самый тонкий материал.

Местами глины содержат мелкие глинистые катыши и плохо определимые обломки пресноводной фауны. В глинах имеются также линзы торфяников, которые местами переходят в погребенную почву болотного типа. Сутлиники часто карбонатны. В ленточных глинах Амбарцевского яра среди глинистых минералов обнаружены хлорит и гидрослюда.

Выполненные М. Р. Махензон и Б. В. Мизеровым (1966) минералогические исследования образцов из тобольской и самаровской свит Кривошеинского яра показали близкий их минералогический состав как в качественном, так и в количественном отношении. Голубоватосизые глины и суглинки самаровской свиты отличаются от состава тобольских песков лишь сравнительно небольшим выходом тяжелой фракции (в пределах 0,37—0,67%), повышенным содержанием в этой фракции темноцветных рудных (19—24%), минералов группы эпидота-цонзита (44—45%) и роговых обманок (15—17%).

Легкая фракция содержит 44—48% слюд и 41—48% кварца и очень мало полевых шпатов.

Минералогический состав отложений самаровской свиты, обнажающихся у с. Подгорного на р. Чае, представлен группой эпидота (33—46%), рудными (19—45%), зеленой роговой обманкой (9—19%), цирконом (4—7%). В значительно меньшем количестве встречаются апатит, сфен, биотит, турмалин и другие минералы. Единичны дистен, ставролит, рутил, анатаз, глаукофан, пироксен.

Как видно из приведенного, минералогический состав самаровских глин в какой-то степени тождествен минералогическому составу песков тобольской свиты. Однако, как отмечает Е. В. Шумилова, имеются и некоторые отличия. В частности, меньше зеленой роговой обманки, зерна минералов мельче по своим размерам и имеют среднюю акатанность, минералы отличаются чистотой и прозрачностью, обладают хорошей сохранностью.

Следует отметить, что в последнее время обращается внимание на изучение физических свойств суглинков и глин в стратиграфических

целях. Суглинки и глины Амбарцевского яра исследовал С. И. Черноусов (1966), который в интервале 21—28,7 м от уреза воды в р. Оби установил их повышенную плотность, объяснив относительно холодными климатическими условиями времени образования этих осадков.

В отложениях самаровской свиты, вскрытых буровой скважиной у д. Фоминки на глубине 12,5 м и представленных темно-серой известковистой глиной с растительным детритом, с включением гастропод и пелеципод, Т. А. Казьмина обнаружила богатый комплекс остракод. Определены виды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Ilyocypris* ex gr. *tuberculata* Brady, *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Criptocandona* (?) sp. 1, *Eucypris facosa* Schneider, *Eucypris* cf. *poboles*, *Candona candida* (Müller), *Candona sarsi* Hartwig, *Candona rectangularata* Alm, *Candona neglecta* Sars., *Candona fabaeformis* Fischer, *Candona rostrata* Brady et Norman, *Candona arcina* Liepin, *Cytheriassa lacustris* Sars, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Limnocythere* sp. 1, харовые водоросли, личинки *Gastropoda* sp. и *Pelecypoda* sp.

Т. А. Казьминой обнаружены остракоды хорошей сохранности. Многие виды найдены по 1—5 до 20 створок и *Ilyocypris bradyi* Sars до 370 створок, *Candoniella subellipsoida* (Scharapova) до 130, *Cytheriassa lacustris* Sars до 40, *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev до 25 створок. В этом комплексе характерной группой видов является *Candona candida* (Müller), *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev. Кроме того, комплекс отличается массовостью *Candoniella subellipsoida* (Scharap.), преобладанием створок над другими видами, а также разнообразием видового состава рода *Candona*. Все это вместе взятое позволяет по микрофауне данные глины отнести к среднечетвертичному времени.

Отложения самаровской свиты, обнажающиеся в яре у с. Ярки на р. Парбиг, также содержат микрофауну. Т. А. Казьмина обнаружила единичные остракоды плохой сохранности: *Ilyocypris* sp., *Eucypris* sp. и *Candoniella allicans* (Brady), которые часто встречаются в четвертичных отложениях Западно-Сибирской низменности.

По данным М. Р. Вотак, А. И. Стрижовой и С. С. Сухоруковой (1966), спорово-пыльцевые спектры из глин самаровской свиты Амбарцевского и Соколовского яров «свидетельствуют о постепенном исчезновении еловых лесов и замещении их растительным покровом типа современной лесотундры» (стр. 441). В спектрах преобладает пыльца березы, сосны, а пыльца ели и сибирского кедра встречается в меньшем количестве. В Амбарцевском яре много (до 50%) пыльцы кустарниковой березы, меньше (до 20%) пыльцы ольхи и ольшаника. Среди пыльцы трав преобладает пыльца ксерофитов (попыни и маревые). Из споровых преобладают зеленые мхи (до 60%), папоротники (до 20%) и сфагновые мхи (до 15%). Много индикаторов холодного климата — *Lycopodium pungens* La Pyl., *Lycopodium appressum* (Desv.) Petr., *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron., *Meesea*, *Botrychium*.

Таким образом, приведенные спорово-пыльцевые комплексы характеризуют сухой и холодный климат второй половины самаровского оледенения. Аналогичный спорово-пыльцевой комплекс был получен А. И. Стрижовой, изучавшей 36 образцов самаровских глин 83-й скважины (д. Фоминка) и из обских яров у сел Соколовки и Обского.

В бассейне р. Чаи спорово-пыльцевые комплексы из отложений самаровской свиты очень бедны. Во многих разрезах спор и пыльцы в отложениях свиты нет. Имеющиеся бедные спорово-пыльцевые комплексы характеризуют холодный климат ледниковья, когда Чанское Приобье располагалось в перигляциальной зоне, где господствовали тундра и лесотундра с замшелыми участками и обширные мелководные

водоемы типа современных пойменных разливов. В последних отлагались глинистые и супесчано-суглинистые осадки с тонкой волнистой и перекрестной слоистостью. Такие осадки вскрываются как в обских ярах, так и в обнажениях по берегам рек бассейна Чаи.

Таким образом, литологический состав осадков и данные палеонологии согласно свидетельствуют о существенном влиянии самаровского оледенения на осадконакопление в Чаинском Приобье.

Холодный климат самаровской ледниковой эпохи подтверждается и палеокарпологическими данными В. Н. Никитина по Амбарцевскому разрезу Средней Оби. Из этого разреза он анализировал палеокарпологические пробы суглинков с погребенными почвами болотного типа и линзами торфяников и тонкослоистых ленточноподобных суглинков. В. П. Никитиным установлено, что данная пачка суглинков накапливалась во время, которое отражает смену темнохвойной растительности светлохвойной и затем тундровой растительностью.

Следует отметить, что по р. Чае, у д. Прорвы из самаровских глин извлечены два нижних зуба и клык лошади *Equus caballus* subsp.

По заключению Э. А. Вангенгейм, подвид лошади определить по этим остаткам затруднительно, но общий облик остатков не противоречит отнесению вмещающих их отложений к самаровскому времени.

Нижняя граница самаровской свиты, залегающей на тобольских песках, устанавливается достаточно хорошо по внешнему виду осадков, однако граница с вышележащими ширтинско-тазовскими отложениями весьма неясна. Лишь в Амбарцевском яре самаровские глины имеют ясную границу с перекрывающими их ширтинскими слоями. Это наблюдается и в некоторых буровых скважинах.

Мощность самаровской свиты составляет в среднем 10—15 м.

Ширтинско-тазовский горизонт — Q_{II} Sr — tz

Озерно-аллювиальные отложения горизонта слагают верхнюю часть междуречий Чаинского Приобья и образуют, как правило, единую толщу, формирование которой нами относится к ширтинско-тазовскому времени. Эти отложения распространены очень широко, их нет лишь в речных долинах. Обнажаются отложения ширтинско-тазовского горизонта в береговых ярах по рекам Оби, Чае, Бакчару, Парбигу, Иксе, а также повсеместно вскрываются буровыми скважинами на междуречьях.

Горизонт представлен преимущественно глинами и тяжелыми суглинами с характерными для них бурой, коричневой серой и желтоватой расцветками. Особенно такие цветные оттенки преобладают в верхней части горизонта. Слоистость обычно плохо заметна. Глины и суглинки плотные, со слабо выраженной волнистой слоистостью, с прослоями погребенных почв в верхней пачке. В обских ярах и в обнажениях по р. Чае и ее притокам глины и суглинки образуют почти отвесную стенку, разбитую трещинами на вертикальные призматические отдельности (рис. 3). В Амбарцевском яре ширтинские слои отделяются от тазовских. Первые представлены горизонтально- и линзовиднослоистыми карбонатными супесями, переслаивающимися с песками и суглинками, вторые — желтовато-серыми тяжелыми суглинками с глинистыми прослоями.

Местами в обских ярах, у дд. Соколовки, Амбарцево и др., на размытой кровле самаровской свиты залегают глинистые пески, горизонтально- и линзовиднослоистые, которые выше сменяются сильно карбонатными супесями, суглинками и глинами с конкрециями кальция. Иногда в основании этой толщи прослеживается прослой глини-

стых окатышей с растительным детридом и обломками раковин *Valvata aliena* West. Отсюда получены спорово-пыльцевые спектры, которые определенно доказывают потепление климата, вернее, отражают одну из фаз развития растительности — еловой тайги с примесью сосны, сибирского кедра и березы. Эту толщу палинологи относят к самаровско-тазовскому интерстадиалу.

В этом же Амбарцевском яре из светло-серых и коричнево-бурых глин и суглинков получены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о холодном и влажном климате первой половины оледенения.

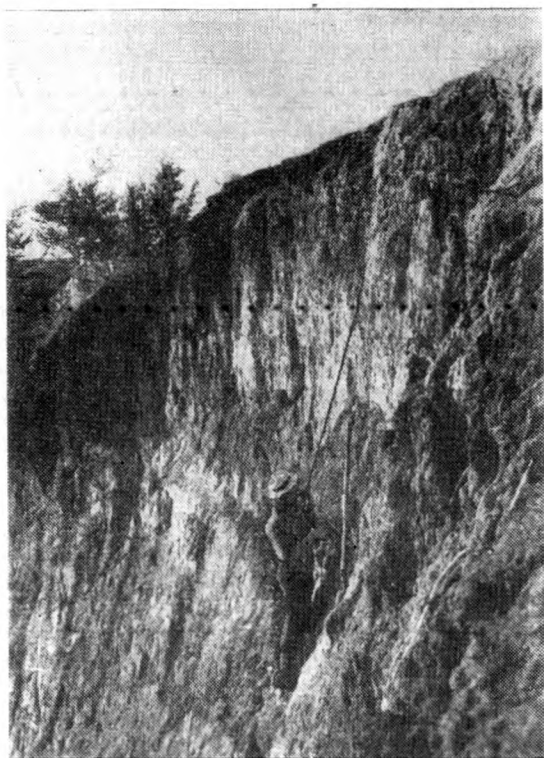


Рис. 3. Покровные суглинки, обнажающиеся в верхней части обнажения горы «Кулайка»

В спектрах преобладает пыльца трав, особенно осоковые (до 40%), и споры зеленых мхов до 90%. По заключению палинологов А. И. Стрижовой, Р. П. Костицыной и других, приведенные спорово-пыльцевые спектры характеризуют зону тундры.

Одним из типовых обнажений в бассейне р. Чаи следует считать яр Кулайка, который расположен на правом берегу р. Чаи у села Подгорного. Здесь представлены отложения среднечетвертичного возраста достаточно полно в прекрасно обнажающемся, почти отвесном яре (рис. 4).

Ширтинско-тазовские отложения здесь представлены преимущественно суглинками и глинами. Минералогический состав этих отложений, вскрытых в яре Кулайка, изучался Е. В. Шумиловой. Оказалось, что сколько-нибудь существенной разницы в минералогическом составе ширтинско-тазовских отложений и глин самаровской свиты нет. Они очень близки по составу, в котором значительно преобладают

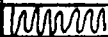
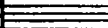
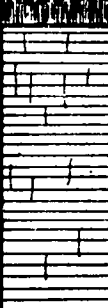
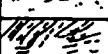
отдел	индекс		мощность	характеристика пород
с р е д н и й	$Q_1^1 3_2 + Q_2^1 t_2$		0.9	культурный слой
			0.6	Темносерый суглинок
			0.5	почва темная
			1.0	Суглинки темносерые
			1.0	суглинки бурые, погребенная почва
			4.0	Суглинки серые горизонтально-слоистые
			1.0	погребенная почва
			8.0	Суглинки желтоватосерые с крупными переслаивающимися полосами желтосерых и серых тонов
			8.0	переслаивание песков, супесей и реже суглинков
			4.0	Пески ржаво-желтые среднезернистые, редко крупнозернистые с мелкой галькой, косослоистые
	$Q_1^1 t_6$		1.0	Супеси и пески темносерые с синеватым оттенком, косослоистые мелкозернистые и среднезернистые с растительными остатками

Рис. 4. Стратиграфическая колонка обнажения горы «Кулайка»

рудные минералы (33—45%), группа эпидота-цоизита (33—50%), зеленая роговая обманка (в среднем 10%), циркон (4—7%), рутил и гранат (до 1—2%). Это свидетельствует о том, что описываемые среднететвертичные отложения формировались из материала, который принесся преимущественно из одних питающих провинций.

В яре Кулайка из взятых нами образцов желтовато-серых суглинков Р. П. Костицына получила спорово-пыльцевой спектр с обилием спор зеленых мхов (*Bryales*) и пыльцы злаков (*Gramineae*). Пыльца древесных пород очень малочисленна — это единичные зерна *Betula sect. Albae*, *Alnus sp.*, *Pinus silvestris* L., *Pinus sibirica* (Rupz).

На основе данного спорово-пыльцевого комплекса рисуется ландшафт открытых заболоченных пространств, покрытых в основном зелеными мхами и очень редким древостоем. Р. П. Костицына считает возможным датировать эти отложения тазовским временем.

В. П. Никитин изучал палеокарпологические пробы из Амбарцевого яра (на левом берегу р. Оби против д. Амбарцево) и выделил в интервале глубин 22—29 м ширтинские пески с *Selaginella selaginoides*, *Juncus arcticus* и другими обитателями современного севера Западно-Сибирской равнины. В интервале глубин 8—22 м им определена семенная флора, которая характеризует климат еще более холодный, чем ширтинское время. Суглинки этого интервала В. П. Никитин датирует тазовским временем. Таким образом, в данной толще устанавливаются и по спорово-пыльцевому и по палеокарпологическому методам два горизонта, соответствующих ширтинскому межледниковью и тазовскому оледенению.

Ширтинские отложения формировались в условиях господства темнохвойных лесов, что отвечает новому потеплению климата. Из этих отложений В. П. Никитин определил небогатую в видовом отношении семенную флору (42 вида), в составе которой отмечается отсутствие хвойных и теплолюбивых видов и незначительное присутствие покрытосеменных древесных, что в комплексе с другими данными позволило В. П. Никитину сделать вывод о формировании этой флоры в обстановке прохладно-холодного климата, по-видимому, более сурового, чем современный. Эти отложения формировались в самаровско-тазовское (ширтинское) межледниковье.

Залегающие выше суглинки формировались уже в условиях довольно холодного климата, когда преобладала лугово-разнотравная растительность с кустарниковой. Последняя в это время была очень широко распространена. Эту фазу похолодания, которая в пределах Чаинского Приобья отбивается в ряде обнажений по левому берегу р. Оби, многие исследователи сопоставляют с тазовским оледенением.

Следовательно, как явствует из изложенного выше, и палинологические и палеокарпологические анализы согласно свидетельствуют о значительном изменении климатических условий и растительного покрова в течение послесамаровского времени. Отчетливо выделяется ширтинское межледниковье (интерстадиал?) и тазовское оледенение. В Амбарцевском и Соколовском ярах палинологи устанавливают после второй половины самаровского оледенения одну из фаз ширтинского межледниковья и, вероятно, начало тазовского оледенения.

Из обнажения, расположенного на левом берегу р. Оби против пос. Могочино, нами были взяты образцы глинистых известковых песков светло-желтого цвета с обломками макрофауны. В этих образцах Т. А. Казмина обнаружила разнообразные, но малочисленные комплексы остракод. Определены виды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella subellipsoida* (Scharapova), *Candoniella schubinae* Mandelstam, *Candoniella albicans* (Brady), *Cyclocypris laevis* (Müller), *Candona*

sp., *Cytherissa lacustris* Sars, *Limnocythere postconcava* Negadaev, *Limnocythere manjetschenensis* Negadaev, *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev, *Limnocythere* sp. I, *Limnocythere grinfeldi* Liepin, *Limnocythere* var. Liepin. Все виды в основном найдены по 1—5 створок, что затрудняет точное определение возраста. Характерной группой видов комплекса является *Limnocythere postconcava* Negadaev, *Limnocythere manjetschensis* Negadaev, *Limnocythere dorsytuberculata* и в группе с ними *Cytherissa lacustris* Sars. Перечисленные виды рода *Limnocythere* в осадках низменности начинают свое развитие в основном в среднечетвертичное и продолжают в верхнечетвертичное время. Т. А. Казмина определяет возраст этих песков как $Q_{II} - Q_{III}$. Кроме того, она пишет, что комплекс остракод этого обнажения не сопоставляется с комплексом остракод из отложений, вскрытых буровой скважиной у д. Фоминки, и является более молодым и характеризует осадки пойменно-озерного типа.

Отложения ширтинско-тазовского горизонта залегают на самаровской свите. Граница между ними, как правило, неясная. Кровля же их следует орфатрафической поверхности, исключая незначительный слой покровных суглинков неопределенного генезиса и болотных отложений.

Средняя мощность колеблется в пределах 10—20 м, а максимальная достигает 29 м (Амбарцевский яр).

Верхнечетвертичные отложения — Q_{III}

Аллювиальные отложения третьей
надпойменной террасы — Q_{III}^5

Аллювиальные отложения этой террасы локализуются в пределах долин рек Чаи, Иксы и по обоим берегам р. Нюрсы. Они вскрыты многими буровыми скважинами, представлены толщей горизонтально- и косослоистых песков, суглинков и глин. Толща четко делится на русловой аллювий — средне- и грубозернистые пески, которые в основании замещаются гравелисто-галечниковыми отложениями, реже галечниками. Пески сравнительно хорошо окатаны, имеют типичную речную слоистость и светло-серый цвет с желтоватыми оттенками.

Верхняя пачка аллювия, которая в основном и вскрывается в естественных обнажениях по берегам рек, представлена пересланчивающимися глинами, суглинками и супесями желтовато-бурого цвета с пятнами и примазками окислов железа, с хорошо заметной горизонтальной и местами волнистой слоистостью. В суглинках встречаются местами обломки мелких пресноводных раковин плохой сохранности. Отложения третьей надпойменной террасы по левому берегу рек Чаи и Нюрсы венчаются торфяниками мощностью до 2—3 м.

Из скважины, пробуренной с поверхности III надпойменной террасы р. Нюрсы, было собрано и изучено 11 проб в интервале 2,5—29,5 м. Исследовавшая пробы В. П. Полещук получила богатые четвертичные спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о неоднократной смене растительности во время накопления террасового аллювия. Нижняя песчаная пачка (русловой аллювий) характеризует существование в бассейне р. Чаи разреженной смешанной тайги. В пробах содержится почти одинаковое количество пыльцы ели, кедра, сосны и березы.

Следовательно, эта пачка аллювия формировалась в довольно теплое межледниковое время, когда существовала смешанная тайга с богатым травянистым покровом мезофитного злаково-разнотравного типа.

В верхней пачке аллювия установлено постепенное уменьшение

роли пыльцы темнохвойных пород (ели, кедра) и увеличение роли светлохвойных (сосны) и березы. Среди последней — карликовая береза. В составе пыльцы трав появились типичные представители перигляциальной флоры: *Cruciferae*, *Thalictrum* и др., *Ranunculaceae*, *Saxifraga*. Из споровых определены *Botrychium borale* (Tr.) Milde, *Sphagnum* sp., *Lycorodium appresum* (Desv., Petr.).

В. П. Полешук считает, что «вытеснение темнохвойных пород светлохвойными и березами, присутствие индикаторов холодного времени, при некотором уменьшении роли пыльцы древесных в общем составе спектров, позволяет говорить о том, что верхняя часть толщи осадков накапливалась при ухудшении климатических условий (уменьшение влажности, понижение температуры)».

Возраст террасы датируется следующим образом: нижняя пачка аллювия относится к казанцевскому межледниковью, а верхняя — к началу зырянского оледенения.

Мощность аллювия третьей надпойменной террасы составляет 15—20 м, достигая местами 30 м.

Отложения второй надпойменной террасы — Q_{II}^2

Аллювиальные отложения второй надпойменной террасы распространены преимущественно в левобережье р. Чаи и ее притоков. Наиболее полно разрезы этой террасы представлены в естественных обнажениях на р. Чае у с. Подгорного, на р. Бакчаре у дд. Гореловки, Матвеевки, Новой деревни и вскрытых буровыми скважинами.

По р. Чае типовой разрез террасы следующий: основание террасового аллювия представлено галечниками до 1 м мощности, которые выше замещаются песками, и, наконец, вся верхняя пачка сложена глинами, перекрытыми 1,5—2 м слоем торфа.

Подобное геологическое строение имеет вторая надпойменная терраса р. Иксы.

Следует отметить весьма четкое деление аллювия на русловый, пойменный и старичный. Как правило, мощность первого превышает мощность двух последних типов аллювия.

Минералогический состав аллювия второй надпойменной террасы р. Чаи у с. Подгорного изучался Е. В. Шумиловой, которая установила значительное преобладание в тяжелой фракции минералов группы эпидота-цоизита (до 46%), рудных (до 29%), зеленой роговой обманки (до 14—20%). В меньшем количестве встречается гранат (3%), циркон (1—3%) и другие минералы. Как видно из приведенных данных, минералогический состав отложений второй надпойменной террасы сходен с таковым для отложений, слагающих водораздельное плато.

Формирование террасы происходило в каргинское межледниковье и закончилось в последующее сартанское оледенение (М. П. Гричук, 1959).

Максимальная мощность аллювия второй надпойменной террасы достигает 30 м, при средней — порядка 10—15 м.

Следует отметить, что такая значительная толща отложений террасы, которая намного превышает нормальную мощность аллювия, свидетельствует о продолжающемся погружении этой части бассейна р. Чаи в верхнечетвертичное время.

Отложения первой надпойменной террасы — Q_{II}^1

По рекам Чае, Бакчару, Иксе и Парбигу отложения первой надпойменной террасы встречаются спорадически в виде небольших изолированных сегментов — островов.

Как показали результаты бурения скважин, русловый аллювий

и здесь представлен крупно- и разнотернистыми песками с линзами и прослоями галечника в основании. Пески хорошо окатаны, кварцево-полевошпатового состава, с ясно выраженным речным типом слоистости. Галька, размером 2—3 см в диаметре, обычно круглая или несколько угловатая. А мощность галечника достигает местами 1—2 м.

Пойменный аллювий сложен тонко- и мелкозернистыми песками серого и темного цвета, местами с натеками, примазками и пятнами железистых соединений. В этих песках прослои супесей, суглинков и глина с растительными остатками, реже — небольшие линзы и прослои торфа.

Отложения первой надпойменной террасы формировались в холодных климатических условиях второй фазы сартанского оледенения (М. П. Гричук, 1959; В. Б. Мизеров, 1966).

Мощность террасовых отложений достигает 20 м.

Покровные отложения — Q_{III}

Покровные отложения в Чаинском Приобье распространены повсеместно, слагая верхние части водораздельных плато и наиболее высоких надпойменных террас. Представлены они палевыми, темно-бурыми тяжелыми суглинками, во влажном состоянии очень вязкими. В сухом виде они образуют почти отвесную стенку, развитую вертикальными трещинами на столбчатые отдельности. Минералогический состав покровных суглинков характеризуется повышенным содержанием рудных (до 40%) и группы эпидот-цоизита (от 35 до 42%). В меньшем количестве встречается зеленая роговая обманка, содержание которой колеблется в пределах 12—23%. Циркон занимает среди минералов четвертое место (от 3 до 6%). Реже и в меньшем количестве встречаются турмалин, гранат, апатит, циркон и др. То есть, по минералогическому составу покровные суглинки весьма близки к подстилающим их отложениям ширинско-тазовского горизонта.

Образцы покровных суглинков обычно не содержат пыльцы и спор. Поэтому их возраст достаточно определенно не установлен и по аналогии с соседними районами принимается как верхнечетвертичный.

Болотные отложения — $Q_{III} - Q_{IV}$

Болотные отложения развиты на поверхности заболоченных междуречий и представлены в основном незначительной мощности (1,5—2 м) слоем торфа. Торф, слабо разложившийся, имеет темно-бурю окраску и сравнительно небольшую плотность.

Отложения современного отдела — Q_{IV}

К современному отделу (голоцену) относятся аллювий пойм в долинах рек и болотные отложения как на поверхности междуречий, так и на надпойменных террасах.

Аллювиальные отложения поймы распространены в долинах рек Оби, Чаи, Бакчара, Парбига, Иксы, Нюры и многих других мелких рек. Они занимают узкую полосу вдоль рек. Однако мощность отложений поймы местами очень велика. Например, мощность аллювия поймы рек Иксы и Бакчара составляет около 30 м. Пойменные фации аллювия имеют мощность до 10 м, поэтому по берегам рек бассейна р. Чаи обнажаются преимущественно суглинки и глины, а песчаный русловый аллювий залегает ниже уреза воды в реках. В пойме среднего течения р. Иксы гравелистые пески с галькой имеют мощность 3,5—4 м и вскрыты скважиной на глубине более 20 м. Процент гальки в песке достигает 60—70. По р. Парбигу мощность отложений поймы

сравнительно невелика, около 15 м, а гравелистые пески с галькой залегают в интервале глубин 12,5—14,3 м.

Особенно широко развиты отложения поймы в долине р. Оби, прилегающей к Чаинскому Приобью. Мощность пойменных отложений здесь достигает 30 м, при ширине поймы около 20 км. Видимая (выше уреза воды) мощность пойменных отложений в среднем равна 4—6 м.

Пойма Оби сложена преимущественно песками различной степени зернистости и лишь в верхней части разреза имеются суглинки и глины с крупными линзами и прослоями торфа мощностью до 2—3 м в районе сел Молчаново, Чалково, Амбарцево и других пунктах. В разрезе верхней части поймы встречаются слои погребенных почв лугового или болотного типа на глубине 2—3 м, чаще же современная пойма покрыта лишь незначительным слоем наилка.

Ниже уреза воды в р. Оби, как показало бурение, пойма почти полностью сложена разнoзернистыми песками серого и желтоватого цвета, которые в основании аллювиальной пачки переходят в гравелистые пески с галькой, а также в галечники—речники до 2—4 м мощности. Мощный слой галечников в нижней части аллювия является характерным и типичным для поймы р. Оби в пределах Чаинского Приобья. Следует отметить, что гравелистые пески с мелкой редкой галькой были нами обнаружены на песчаной отмели р. Оби. В скважине у с. Молчаново на глубине 4,5 м от дневной поверхности вскрыт пласт торфа 1,5 м мощности, а с глубины 27 м до 30 м — гравелистые галечниковые отложения. Галька здесь окатанная, а ее размер составляет до 3 см в диаметре. Песок крупнозернистый гравелистый с окатанными обломками лигнитизированной древесины. Отложения поймы хорошо изучены в палеоботаническом отношении. Собранные нами образцы аллювия из обнажения поймы у с. Молчаново анализировались В. П. Никитиным и А. И. Поломошновой, которые только в двух образцах обнаружили около 100 видов растений.

По заключению В. П. Никитина, ископаемая семенная флора этого обнажения почти нацело составлена из растений, и ныне обитающих на территории Западной Сибири. Степень фоссилизации ископаемых семян и плодов очень неглубока, сохранность их в большинстве случаев превосходна, что свидетельствует о геологической молодости этих отложений, о голоценовом их возрасте. В. П. Никитин дает более точный возраст: «флора, содержащая довольно обильные остатки березы и единичные сосны, содержащая существенную примесь растений мезофильно-ксерофильного типа, хорошо отвечала бы сухому и тепломu климату второй половины мезо-голоцена — суббореальному климатическому периоду Блитт-Сернандера (время климатического оптимума)».

Эти осадки формировались в слабopоточном водосме — в старице р. Оби среди ландшафтов березового редколесья с примесью сосны.

Мощность отложений поймы до 30 м.

Характеристика болотных отложений дана нами несколько раньше, так как их возраст зачастую датируется как $Q_{III} - Q_{IV}$.

Все вышеизложенные генетические типы четвертичных отложений различного возраста могут быть представлены на прилагаемой стратиграфической схеме (рис. 5), показывающей их соотношения. Четвертичные отложения Чаинского Приобья, имея значительную мощность и различный возраст, формировались в разных палеогеографических условиях. Приведенные нами преимущественно палеоботанические материалы свидетельствуют о неоднократной смене похолоданий и потеплений климата в антропогене, которые отразились в определенной, хотя и слабо выраженной, ритмичности осадконакопления,

изменении растительного покрова и смещении ландшафтно-географических зон. Однако амплитуда колебаний климата во внеледниковой зоне Западно-Сибирской низменности, куда входит и Чаинское Приобье, была сравнительно невелика. Наиболее существенное похолодание климата соответствует самаровскому оледенению и менее значительные похолодания — тазовскому и зырянскому оледенениям севера Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Алексин А. А. Об угленосности третичных отложений среднего течения р. Оби. Вестник Западно-Сибирского геологического управления, вып. 2, 1957.

Балабаев Г. А. Типы лесных лугов в системе р. Чан (Западная Сибирь). Гос. геогр. общества, 1937, том 69, вып. 6.

Вотах М. Р., Стрижова А. И., Сухорукова С. С. Литологофациальная и палинологическая характеристика резервов средне- и верхнечетвертичных отложений у сел Амбарцево и Соколовки на р. Оби в кн.: «Четвертичный период в Сибири», 1966.

Гричук М. П. Основные этапы развития растительности южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическое расчленение четвертичных отложений. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стр. схем Сибири», 1957.

Гричук М. П. Об основных чертах развития природы южной части Западно-Сибирской низменности и стратиграфическом расчленении четвертичных отложений. В кн.: «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», том. 11, 1961.

Драницин Д. А. Материалы по почвоведению и геологии западной части Нарымского края. Труды почв.-бот. экспедиций по исследованию Азиатской России. Часть 1, вып. 1, 1915.

Земцов А. А. Материалы к геоморфологии бассейна р. Парабелли. «Вопросы географии Сибири», № 3, 1953.

Земцов А. А., Бураков Д. А. Современные геоморфологические процессы в центральной части Западно-Сибирской низменности. В кн.: «Геоморфология и неотектоника платформенных областей», 1970.

Земцов А. А. Рельеф Александровского района Томской области. В кн.: «Природа и экономика Александровского нефтегазового района», 1968.

Ильин Р. С. Природа Нарымского края. Томск, 1930.

Костицына Р. П., Полещук В. П., Стрижова А. И. и Юдина Е. В. Спорово-пыльцевая характеристика и вопросы стратиграфического расчленения четвертичных отложений центральных районов Западной Сибири. В кн.: «Четвертичный период Сибири», 1966.

Кузнецов Н. И. Очерк растительности Нарымского края Томской губернии. Труды почв.-бот. экспедиций по исследованию Азиатской России. Часть 2, вып. 1, 1915.

Кучин М. И. Вестник Западно-Сибирского геологоразведочного треста, вып. 1, 1932.

Махензон М. Р. и Мизеров Б. В. Особенности минералогического состава среднечетвертичных аллювиально-озерных отложений у с. Кривошеина. В кн.: Четвертичный период Сибири, 1966.

Мизеров Б. В. Материалы к стратиграфии кайнозойских отложений Кривошеинского Приобья. Труды ТГУ, том. 132, 1954.

Мизеров Б. В. Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. В кн.: «Четвертичный период Сибири», 1966.

Марков К. К. К истории природы Западно-Сибирской низменности в четвертичном периоде. В сб.: «Академику В. Н. Сукачеву к 75-летию», 1956.

Нагорский М. П. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Сов. геология, № 9, 1958.

Никитин П. А. Четвертичные семенные флоры берегов р. Оби. Материалы по геологии Западной Сибири, № 12, 1940.

Николаев В. А. Геологическое строение западной части Томской области. В кн.: «Третья геол. конференция памяти академика М. А. Усова», 1948.

Сукачев В. Н. Исследование четвертичных отложений Нарымского края. В кн.: «Экспедиции АН СССР 1933 года», М., 1934.

Сукачев В. Н. По Оби и Тыму. В кн.: «Экспедиции АН СССР 1934 года», М., 1935.

Ульященко Ф. Н. Чаинский район Нарымского края в колонизационном отношении. Материалы по изучению Сибири, том 3, 1931.

Черноусов С. И. Использование некоторых физических свойств глинистых пород при решении вопросов генезиса и стратиграфии кайнозойских отложений Среднего Приобья. В кн.: «Четвертичный период Сибири», 1966.

НЕКОТОРЫЕ СПОРНЫЕ ВОПРОСЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ СТЕПНОГО ПРИОБЬЯ

А. М. МАЛОЛЕТКО

В последние годы в связи с постановкой в Степном Приобье площадных геологических работ были получены новые разносторонние данные, в значительной мере дополнившие и уточнившие стратиграфические схемы П. А. Православлева (1933) и М. П. Нагорского (1941). В первую очередь это относится к работам А. И. Москвитина (1953, 1960), Е. Н. Шукиной (1960), В. Е. Рясной (1962, 1962а), О. М. Адаменко (1966) и особенно В. А. Мартынова (1957, 1961, 1966) и др. Однако поступление в короткий срок большого и разнородного материала привело к различной интерпретации одних и тех же наблюдаемых фактов. В связи с этим авторы не пришли к единому мнению по многим как крупным, так и мелким вопросам четвертичной геологии Степного Приобья.

Автором при проведении полевых геологических работ в 1960—1965 гг. были получены дополнительные материалы, позволяющие следующим образом осветить некоторые спорные вопросы четвертичной геологии Степного Приобья.

О строении Степного плато

Работами П. А. Православлева и М. П. Нагорного в составе Степного плато, в основном выше уровня р. Оби, выделены три разновозрастные свиты. Позднее такой же точки зрения придерживались А. И. Москвитин и В. Е. Рясина. Однако в последнее время в разрезе Степного плато были найдены палеонтологические остатки, которые позволили некоторым авторам (Мартынов, 1961; Адаменко и др., 1963) поставить под сомнение гетерогенность Степного плато.

Изучение левого склона долины р. Оби от устья р. Ануга до с. Калитрахи и Приалтайской части Бийско-Барнаульской впадины с применением бурения позволяет дать следующую краткую характеристику строения Степного плато.

В основании разреза четвертичных отложений здесь залегает кочковская свита. Примерно до широты с. Усть-Чарышская пристань свита складывается в основном субаэральными лессовидными суглинками желтовато-бурого цвета с легким красноватым оттенком. Суглинки содержат горизонты погребенных почв, характерных для сухих степей и полупустынь. В прифасовой части в суглинках встречаются линзы щебня местных пород — продукт пролювиального выноса из Алтайских гор. К северу от с. Усть-Чарышская пристань в составе свиты преобладают субаквальные породы — пески, супески, иловатые глины и суглинки. Субаэральные лессовидные суглинки здесь образуют прослои обычно небольшой мощности. Свита слабо наклонена к северу от гор.

В верховьях р. Озерной, выше центральной усадьбы Краснодарского совхоза, суглинки свиты вскрываются в береговом обрыве на отметке 200—205 м. У с. Вяткино поверхность свиты четко фиксируется на 168 м абс. высоты (26 м над уровнем р. Оби). Между с. Володарским и устьем р. Алея свита погружается под уровень р. Оби и вскрывается лишь буровыми скважинами (№ 77 у совхоза Кубанка, № 487 в 3 км севернее с. Калманки) на 20—30 м ниже уровня р. Оби. Интересно отметить, что погружение кочковской свиты отвечает значительному погружению палеозойского фундамента.

К северу от устья р. Чарыша в отложениях свиты были найдены остатки эоплейстоценовой фауны крупных млекопитающих (Мартынов, 1966; Рясина, 1962, 1962а) и соответствующие семенные комплексы (Никитин, 1961).

Мощность свиты изменяется от 45 м в южной части района до 25 м в низовьях р. Алея.

Стратиграфически и гипсометрически выше залегает красnodубровская свита, литологически сходная с кочковской. Слагается она желтовато-бурыми лессовидными суглинками с горизонтами погребенных почв. Севернее с. Усть-Чарышская пристань свита содержит значительное количество водных пород — песков, супесей, серых иловатых глин и суглинков, повторяя, таким образом, фациальные изменения кочковской свиты. С последней красnodубровская свита имеет четкую границу лишь у с. Вяткино и севернее; здесь граница свит проходит по подошве горизонта косо- и волнистослоистых песков. Южнее она, как правило, нечеткая и с какой-то долей вероятности может быть проведена по сближенным горизонтам погребенных почв (30—35 м над уровнем р. Оби у кирпичного завода с. Усть-Чарышская пристань). Верхняя граница неровная, что обусловлено неравномерной денудацией верхних высоких горизонтов свиты, вследствие чего мощность свиты колеблется в значительных пределах от 25 до 100 м (рис. 1).

Из наиболее ценных палеонтологических находок в отложениях свиты следует отметить полный череп длиннорогого бизона, найденный в 1960 г. Г. М. Афанасьевым между селами Вяткино и Белово на высоте 37 м над уровнем реки, и кости *Bison priscus* Воj, собранные им же ниже с. Усть-Чарышская пристань на высоте более 50 м над уровнем р. Оби. В субэкральных суглинках свиты, обнажающихся в левом склоне р. Калманки (правый приток р. Чарыша) на юго-западной окраине с. Большевик, был найден последний коренной нижний зуб *Mammuthus cf. trogontherii*. Зуб отличается от типичной формы трогонтериевого слона и может быть отнесен к переходной форме от *M. trogontherii* к раннему *E. primigenius*. По мнению Э. А. Вангенгейм, эта находка характеризует середину среднего плейстоцена — время, непосредственно предшествовавшее максимуму самаровского оледенения или самое начало его. Из основания свиты, вскрытого скважиной 77 на 25 м ниже уровня р. Оби, В. П. Никитин (1961) определил дорисский семенной комплекс.

На красnodубровской свите в эрозионных врезах местами залегают породы, значительно отличающиеся от пород кочковской и красnodубровской свит. В верхней части толщи они представлены светлыми — палевыми, серовато-желтыми — пористыми лессовидными суглинками, заметно песчанистыми, содержащими прослои серых песков. Количество и мощность прослоев увеличивается к основанию толщи, где песчаные горизонты иногда (3 км ниже с. Калманки) образуют компактную пачку мощностью до 10 м. Характерно отсутствие погребенных почв. Нижняя граница описываемой толщи всегда четкая. Она проходит по подошве диагонально- и косослонистых песков с мел-

кими (2—5 мм), хорошо окатанными зернами гравия, перемытыми известковистыми конкрециями и окатышами глин и суглинков подстилающей краснодубровской свиты. В наиболее глубоких врезях (между селами Калманкой и Калистратихой) перемытые известкови-

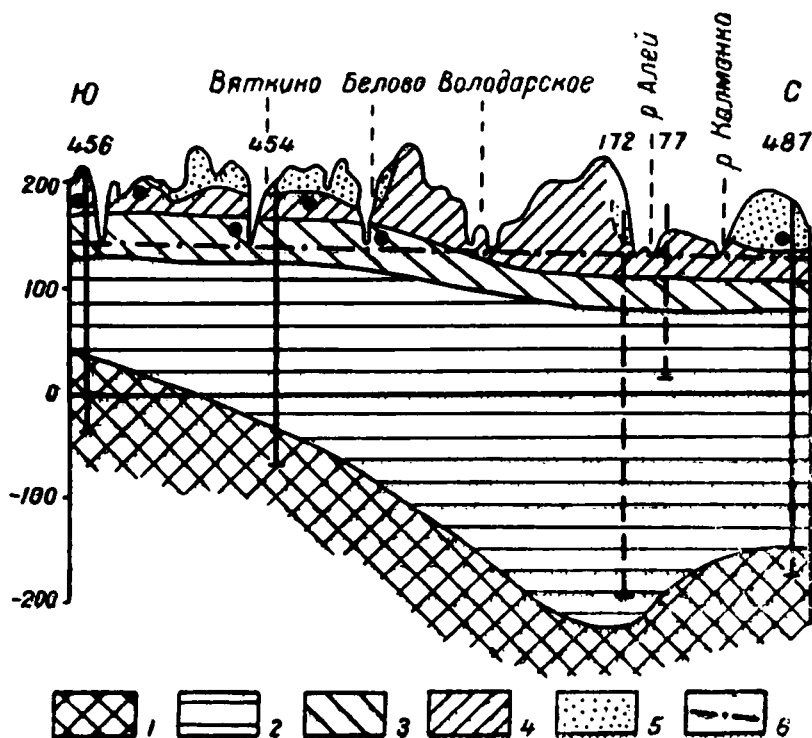


Рис. 1. Схематический геологический разрез Степного Приобья между устьем р. Чарыша и с. Калманкой: 1 — палеозойские нерасчлененные породы; 2 — палеогеновые и неогеновые (исключая верхнепалеогеновые) отложения; 3 — кочковская свита; 4 — краснодубровская свита; 5 — касмалинская и чумышская свиты; 6 — уровень р. Оби. Черными кружочками показаны местонахождения костных остатков крупных млекопитающих

стые конкреции образуют своеобразный галечниковый горизонт. Здесь же встречаются обломки древесины, кости крупных и мелких млекопитающих, целые и битые раковины моллюсков.

В 3 км ниже с. Калманки нижняя граница описываемой толщи находится всего лишь на высоте 3 м над уровнем р. Оби. У с. Вяткино она повышается до 41 м (183 м абс. высоты). Четкая граница описываемой толщи с краснодубровской свитой наблюдается в правом склоне долины р. Березовой, в 1 км западнее с. Вяткино.

Костные остатки крупных млекопитающих принадлежат верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу (Малолетко 1963).

Пески, выполняющие наиболее глубокие врезы, нами включаются в касмалинскую свиту с первоначальной трактовкой ее возраста Q_2^3 (Мартынов, 1957), а верхний лессовидный горизонт с прослоями песков — в чумышскую свиту, синхронную эпохе тазовского оледенения (Малолетко, 1963).

В свете изложенных данных нам представляется необоснованным понижение возрастных границ кочковской и краснодубровской свит (Мартынов, 1966; Адаменко, Зажигин, 1966). Костные остатки тирас-

польского фаунистического комплекса собраны не из красnodубровской свиты, а из литологически сходных отложений кочковской свиты, выведенной южнее устья р. Алея на более высокие гипсометрические уровни.

Характер взаимоотношения свит, их литологический состав отражают особенности осадконакопления в четвертичное время. Вблизи гор, до широты с. Усть-Чарышская пристань, преобладало субаэральное осадконакопление. Севернее расположена зона преимущественно водной седиментации. Особенности режима водных потоков здесь отображены в неустойчивости фаций малой мощности песчаных прослоев, глубоких эрозионных врезках, свидетельствующих о периодических значительных изменениях режима этих потоков.

О сущности покровных отложений

На юге Западно-Сибирской низменности многими авторами предполагается площадное распространение молодых покровных отложений. Последние характеризуются как однообразные желто-бурые и палевые супеси, суглинки и пески, лессы. Предполагается субаэральный (делювиальный и эоловый) генезис толщи покровных отложений (Мартынов, 1957). Р. С. Ильин (1935) считал их водно-ледниковыми образованиями. По мнению большинства авторов, покровные отложения сплошным чехлом равномерной мощности (4—5 м, редко 10—15 м) перекрывают все формы рельефа, как бы бронируя последний (Мартынов, 1957, рис. 1; Окладников, Адаменко, 1960, рис. 1). Возраст покровных отложений $Q_2^4 - Q_3^2$ (Мартынов, 1957) или Q_{3-4} (Окладников, Адаменко, 1960).

Накопленный в настоящее время фактический материал позволяет более конкретно охарактеризовать закономерности распространения этих отложений, их генезис и возраст.

Накопление толщи покровных отложений отражает достаточно разнообразные физико-географические условия верхнечетвертичного времени и голоцена, в связи с чем и сами отложения многообразны по своему генезису и времени формирования.

В обстановке расчлененного рельефа Присалаирья и восточных предгорий Алтая, Обь-Чумышского междуречья, характеризующихся к тому же значительным годовым количеством атмосферных осадков (450—600 мм), покровные отложения на повышенных участках рельефа отсутствуют. Как показали непосредственные наблюдения, здесь на поверхность выходят среднечетвертичные отложения красnodубровской или чумышской свит. Отсутствие покровных отложений на высоких отметках (междуречные увалы, верхняя часть склонов речных долин) объясняется преобладанием здесь процессов делювиального смыва. Подножие склонов оформляют делювиальные суглинки с полосами перемытого гумуса, наклоненными параллельно склону (р. Козлушка у с. Белова, р. Чумыш у восточной окраины с. Новоглушинки). Многие небольшие реки — Кудриха, Язевка, Озерная и др. — протекают по древним логам, заполненным делювиальным материалом (рис. 2, А). Мощность делювиальных шлейфов достигает 19 м, выше по склону она уменьшается, и примерно на половине склона делювий выклинивается. Образование делювиальных шлейфов протекало одновременно с выработкой эрозионного рельефа — в верхнечетвертичное время и поныне.

В пределах Кулундинской плоской равнины, бедной атмосферными осадками (250—350 мм) и расположенной вблизи сухих областей Казахстана, преобладает субаэральное эоловое накопление молодых

покровных осадков. Для этой территории и приемлема наиболее приня-
тая в литературе интерпретация покровных отложений. С удалением
на восток, в более влажные и расчлененные районы, эоловая седимен-
тация затухает. С более высоких межречных участков эоловый матери-
ал смывается дождевыми и талыми водами, включаясь в состав

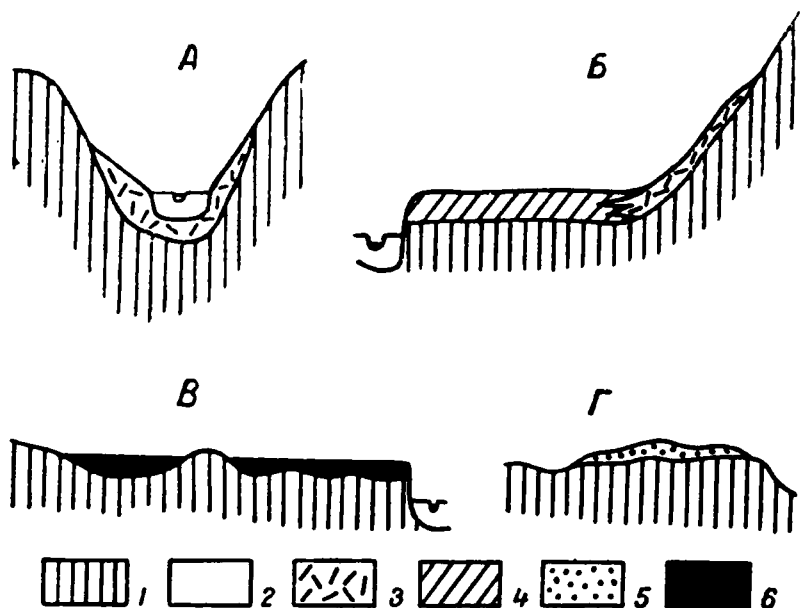


Рис. 2. Условия залегания различных типов «покровных» образований
в Степном Приобье: 1 — «допокровные» отложения; 2 — пойменный аллю-
вий; «покровные» отложения; 3 — делювиальные; 4 — эоловые «лессы»;
5 — эоловые (перевейные пески); 6 — делювиально-озерно-болотные

делювиальных отложений. В этих районах накопление эолового мате-
риала может происходить лишь на плоской поверхности широких над-
пойменных террас (рис. 2, Б), где делювиальный смыв практически
отсутствует. Но темпы накопления эолового материала здесь значитель-
но ниже, чем в приказахстанской части, ввиду значительного удаления
от области питания — сухих областей Казахстана и Средней Азии.
Возраст эоловых отложений также определяется как верхнечетвертич-
ный — голоценовый.

Эоловые песчаные отложения с местным перемещением материала
наблюдаются на участках, сложенных среднечетвертичными песками.
Перевейные пески наблюдаются в «дельтах» борových ложин, а восточ-
нее — на окраине с. Вяткино (рис. 2, Г).

В последние годы аккумуляция эолового материала значительно
усилилась в связи с ветровой эрозией обширных распаханых прост-
ранств Казахстана в западной части Алтайского края.

Своеобразные отложения сформировались в Порозихинской ложине.
В наиболее пониженной части последней, а также в понижениях мел-
кобугристого (древнеэолового?) рельефа прибортовой части ложины
залегают маломощный — 1—3 м — покров делювиально-озерно-болот-
ных отложений (рис. 2, В). Это серые, в верхней части разреза — буро-
ватые опесчаненные суглинки и глины, насыщенные раковинами в основ-
ном водных моллюсков, косточками рыб. Отложения сформировались
в мелководных озерах, переживших стадию энергичного заболачивания.

Минеральная часть этих покровных отложений поставлялась со склонов ложины. Очевидно, некоторую долю составляет золотой материал, выпавший над этими озерами. Процесс заболачивания и образования сложных по генезису молодых отложений протекает ныне в озерах-болотах Травяном, Моховском в северо-восточной части Порозихинской ложины. «Покровные» отложения в Порозихинской ложине начали накапливаться в верхнечетвертичное время, о чем можно судить по вложению в них аллювия первой и единственной террасы р. Порозихи и, как указывалось выше, продолжается в настоящее время.

Состояние изученности «покровных» отложений позволяет дифференцировать их по возрасту и генезису, а поэтому пора отказаться от термина «покровные образования» или «покровные отложения», заменив их другим, соответствующим генетическому типу этих отложений. В этом отношении можно полностью присоединиться к мнению Н. И. Николаева (1959), который писал: «Термин «покровные суглинки» — собирательный и устаревший. Под ним понимаются отложения, разные по возрасту и генезису. При составлении карт четвертичных отложений его следует избегать» (стр. 44).

О стратиграфическом значении (*Unio* и *Corbicula*)

Моллюски родов *Unio* и *Corbicula* неоднократно упоминались в геологической литературе по Западной Сибири и каждый раз — в качестве доказательства нижнечетвертичного возраста пород, их вмещающих (Николаев, 1938; Мартынов, 1957; Щукина, 1960, и др.). Однако еще П. А. Православлев (1933, стр. 23, 45) отмечал раковины унионид в средне- и верхнечетвертичном аллювии Верхнего Приобья. Позднее В. С. Волкова (1962), Н. Н. Логачев и С. М. Попова (1962) сообщили о присутствии раковин корбикулид в предсамаровских отложениях соответственно Западной и Восточной Сибири, а Э. И. Раевский (1960) нашел раковины унионид в аллювии верхнечетвертичной террасы р. Илзма (Восточная Сибирь). Л. И. Крылова (1966) обнаружила раковины корбикулид в позднеерисском аллювии исетской террасы р. Ницы (Зауралье). Нами (Малолетко, 1964) также было высказано мнение о широком стратиграфическом распространении этих форм водных моллюсков в предгорьях Алтая.

В 1964 и 1966—1967 гг. были дополнительно изучены разрезы аллювиальных отложений в низовье р. Ануя, левого притока р. Оби, где М. П. Нагорским (1941) были впервые найдены раковины унионид и корбикулид.

В районе с. Ануйского широко распространена третья терраса, общая для рек Оби, Ануя и Песчаной. Разрез террасы вскрывается в правом склоне долины р. Камышенки, левого притока р. Ануя, у Камышинского отделения совхоза «Алтай». Здесь на цоколе — желтовато-бурым неслоистом суглине — залегает существенно песчаная толща террасового аллювия. Основание последнего представлено серым средне- и крупнозернистым песком, диагонально- и горизонтальнослоистым. Песок содержит хорошо окатанные гальки горных пород, мелкий гравий, окатыши серого гумусированного суглинка, кости крупных и мелких млекопитающих, косточки рыб, обломки древесины, фитодетрит и раковины моллюсков. Среди последних И. М. Лихарев определил *Unio indifferens* Lindh. Два экземпляра *Unio* были найдены с прижизненным положением створок. В песчаном слое были найдены кости плюсны и другие кости конечностей, позвонки *Bison priscus* subsp., обломки нижнего предкоренного зуба *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), копытную фалангу *Equus caballus* subsp., обломки бивня *Mammuthus* Sp. (определение Э. А. Вангенгейм). Более многочисленные костные остатки

были обнаружены в переотложенном состоянии в русле р. Камышинки, но и среди них не были найдены костные остатки, которые принадлежали бы более древним формам, чем верхнепалеолитические.

В 1971 г. радиоуглеродным методом был определен возраст раковин унию из описываемого обнажения террасы у Камышенского отделения совхоза «Алтай». Он оказался равным 40000 ± 500 лет (ГИН-419).

В с. Ануйском у моста через р. Ануй имеется разрез первой надпойменной террасы высотой около 9,5 м. Цоколь террасы, высотой около 2,5 м, сложен сизовато-серыми крупно-диагонально-слоистыми супесями, насыщенными фитодетритом. Выше залегают желтовато-серые грубозернистые гравелистые пески, венчающиеся буровато-желтыми лессовидными суглинками. В песках были найдены разрозненные раковины корбикул. Сходный разрез терраса имеет также на противоположном левом берегу примерно в 1 км выше моста. Здесь также были найдены раковины корбикул. Несмотря на тщательные поиски, в обеих точках не было найдено ни одной раковины унию.

В. А. Зубаковым из супесей, слагающих цоколь террасы Ануй (обнажение у моста), была собрана древесина (1,9 м над уровнем реки и 1,4 м ниже слоя с корбикулами), которая по данным определения радиоуглеродным методом имеет возраст 12600 ± 150 м (ЛГ-39). Исходя из этого, возраст песчаного слоя с раковинами корбикул можно определить как ранний голоцен.

В пойменных отложениях р. Ануй, на левом берегу в 100 м выше моста были найдены многочисленные раковины унию и корбикул. Для первых характерны небольшие размеры (до 35—40 мм в длину), чем они отличаются от раковин из аллювия третьей террасы, достигающих 85 мм в длину. Раковины корбикул из пойменных отложений, как правило, крупнее, чем раковины из раннего голоценовых отложений (рис. 3).

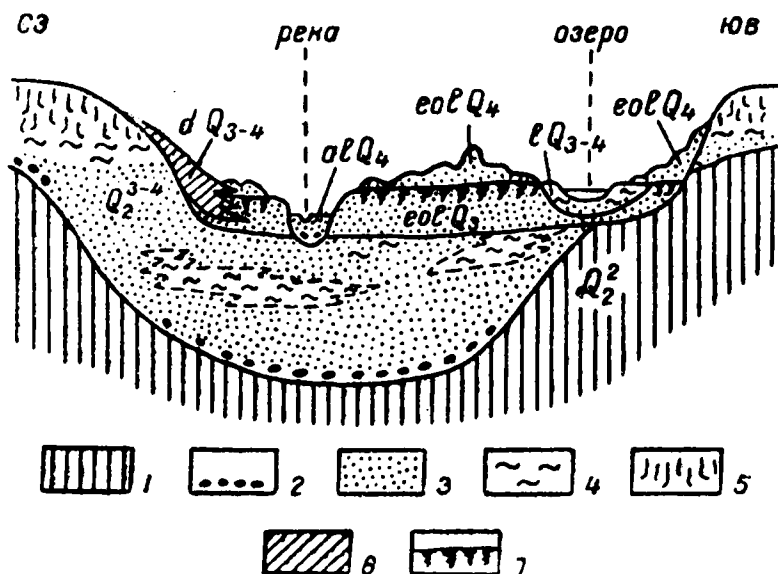


Рис. 3. Схема соотношения четвертичных отложений в борозных ложбинах: 1 — бурые лессовидные суглинки краснодубровской свиты; 2 — перемытые известковистые конкреции, зерна гравия; 3 — песок; 4 — глина и иловатый суглинок; 5 — легкий лессовидный суглинок с прослоями песка; 6 — делювиальный «зернистый» суглинок; 7 — погребенная почва

Очевидно, в предгорьях Алтая в ледниковые эпохи существовали условия, благоприятные для развития некоторых теплолюбивых орга-

низмов. По-видимому, особенности орографии — близость Алтайских гор — несколько смягчали климат, как это имеет место и в настоящее время. На возможность приспособления унии к развитию в холодных условиях указал В. В. Богачев (1966).

Кроме моллюсков в предгорьях Алтая нашли убежище и некоторые теплолюбивые растения. Так, ныне здесь произрастают такие глубокие реликты, как *Trapa natans* (Дибнер, 1951), *Salvinia natans* (Верещагин, 1930) и ряд травянистых форм (Ревертатто, 1927).

О возрасте и объеме касмалинской свиты

Касмалинская свита в Степном Приобье выделена И. Г. Зальцманом по работам 1949—1955 гг. Свита, представленная аллювиальными отложениями, выполняет глубокие эрозионные углубления Барнаульской, Касмалинской и др. долин. Индекс свиты $al Q_2^3$ (Мартынов, 1957). В 1960 г. свита была «омоложена» и датировалась как Q_{2-3} (Мартынов, 1961).

В 1960—1964 гг. при разбурировании Касмалинской и Барнаульской боровых ложин, Алей—Барнаульского и Барнаульско—Касмалинского междуречий было уточнено взаимоотношение и строение различных стратиграфических горизонтов Степного плато, в том числе и касмалинской свиты.

В отложениях краснодубровской свиты, как уже отмечалось выше, выработаны ложбины глубиной до 100 м и шириной до 6 км, ориентированные в северо-восточном направлении. Ложбины заполнены голубовато-серыми мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями иловатых суглино-супесей, суглинков и глин. Венчается разрез водно-эоловыми отложениями — палево-желтыми и серовато-желтыми лессовидными суглинками с прослоями песков. Полный разрез аллювиальных отложений, выполняющих древние ложбины, сохранился на междуречье Алея и Барнаулки. В правобережье Алея они слагают террасовидную поверхность с отметками 200—220 м. Наиболее полный разрез описываемых отложений вскрыт в правом борту р. Оби, в 3,5 км ниже с. Калманки. Возраст отложений определяется как вторая половина среднечетвертичного времени (см. выше). Современные боровые ложбины — Барнаульская и Касмалинская — имеют меньшую ширину и сдвинуты по отношению к древним (среднечетвертичным) ложбинам на юго-восток. Выполнены они верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями нескольких генетических типов (рис. 4).

Верхнечетвертичные отложения представлены озерным (и речным?) аллювием, слагающим террасовидную поверхность прибортовых частей боровых ложин. Мощность толщ озерных отложений достигает 16,3 м (скважина 373 на западной окраине с. Мамонтово). Под озерными отложениями местами залегают эоловые пески (погребенные дюны?), в ряде мест выходящие на дневную поверхность. Возраст этих эоловых образований определяется как верхнечетвертичный, поскольку они перекрывают породы конца среднечетвертичного времени.

Голоценовые отложения включают те же генетические типы, что и верхнечетвертичные, но иная морфологическая выраженность облегчает их картирование. Аллювий представлен пойменной и русловой фациями отложений рек Барнаулки и Касмалы. Озерные отложения накапливаются в современных озерах, как пресных, так и соленых. Эоловые пески образуют своеобразный грядовый и мелкобугристый рельеф. В случае налегания современных эоловых песков на верхнечетвертичные между ними всегда присутствует четко выраженный

почвенный горизонт. Делювиальные «зернистые» суглинки оформляют склоны боровых лощин в их северо-восточной части.

Современные эоловые пески прослеживаются по Касмалинской и Барнаульской лощинам далеко на юго-запад, до Обь-Иртышского водораздела. Здесь ветром переработаны песчаные отложения красnodубровской (?) свиты. Вследствие этого песчаные гряды наблюдаются

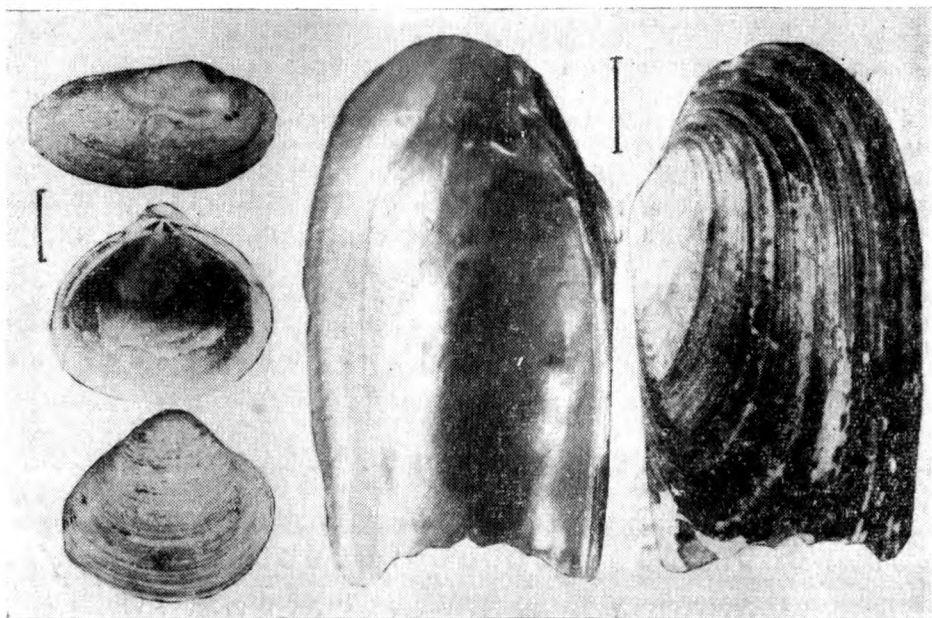


Рис. 4. Слева сверху раковина унго из пойменных отложений р. Ануй, ниже — раковины корбикул оттуда же. Справа раковины унго из аллювия третьей террасы (правый берег р. Камышинки у Камышинского отделения совхоза «Алтай»).

на высоких гипсометрических отметках — до 300 м, в то время как в северо-восточной, приобской, части боровых лощин эоловых отложения слагают поверхности с отметками 180—200 м.

Многообразие генетических типов пород нескольких возрастных генераций отражает сложную историю развития боровых лощин, расшифровать которую можно лишь на основе учета конкретных физико-географических условий прошлого.

Заключение

Приведенные материалы, полученные в последние годы, позволяют сделать вывод, что многие спорные вопросы четвертичной стратиграфии, геоморфологии, палеозоологии могут успешно решаться на основе комплексного палеогеографического анализа. Одной из причин длительного существования этих спорных вопросов является, по нашему мнению, односторонний подход к выяснению природы многих наблюдаемых фактов. Таково применение только тектонической или эрозионной гипотез для объяснения происхождения боровых лощин, биостратиграфического метода при выяснении строения Степного плато. Такая односторонность в подходе к четвертичной истории района приводит

к известному ее упрощению, обеднению событиями наиболее молодого отрезка геологического времени.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О. М. Стратиграфия досамаровских отложений четвертичной системы в северо-западных предгорьях Рудного Алтая. Сб. «Четвертичный период Сибири». Изд. «Наука», 1966.

Адаменко О. М., Зажигин В. С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст кочковской свиты Южной Кулунды. Сб. «Стратиграф. значение антропогенной фауны мелких млекопитающих». Изд. «Наука», 1965.

Адаменко О. М., Юров Л. М., Куропаткин Ю. В. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений предгорий Алтая и Салаира. Сб. «Новые данные по геол. и пол. ископ. Алтайского края». Новосибирск, 1963.

Богачев В. В. Великое вымирание унioniид в Сибири. «Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода», № 32, 1966.

Верещагин В. И. Список растений окрестностей Барнаула. Алт. сборник, т. 12, 1930.

Волкова В. С. О находке *Corbicula fluminalis* Müll. в низовьях Ирытша и ее палеогеографическое значение. ДАН СССР, т. 145, № 3, 1962.

Дибнер В. Д. Воляной орех в долине р. Катунь. «Природа», № 2, 1951.

Ильин Р. С. К геологии Кулунды и Оби от ст. Усть-Чарыша до Камня. Вестник ЗСГГГТ, вып. 3, 1935.

Крылова Л. И. О находке моллюсков рода *Corbicula* в неоген-четвертичных отложениях Среднего и Южного Зауралья. ДАН СССР, т. 170, № 1, 1966.

Логачев Н. Н., Попова С. М. О находке моллюсков рода *Corbicula* в четвертичных отложениях Прибайкалья. ДАН СССР, т. 143, № 1, 1962.

Малолетко А. М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, т. 22, 1963.

Малолетко А. М. Распространение *Unio* и *Corbicula* в четвертичных отложениях предалтайской части Западной Сибири. «Сов. геология», № 2, 1964.

Мартынов В. А. Стратиграфическая схема четвертичных отложений южной части Западно-Сибирской низменности. Тр. Межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Гостоптехиздат, 1957.

Мартынов В. А. Четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи). Мат. Всесоюз. совещ. по изуч. четверт. периода, т. III, изд. АН СССР, 1961.

Мартынов В. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. Сб. «Четвертич. период Сибири», Изд. «Наука», 1966.

Москвитин А. И. О возможности применения единой стратиграфической шкалы К четвертичным отложениям Западной Сибири. «Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, вып. 19, 1953.

Москвитин А. И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Сибири. Тр. Геол. ин-та. АН СССР, вып. 26, 1960.

Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозой Обь-Чумышской впадины. Мат. по геол. Зап. Сибири, № 13 (55), 1941.

Никитин В. П. Первая находка верхнеплиоценовой семенной флоры в Западной Сибири. Реш. и тр. Межвед. совещ. по доработке и уточн. униф. и корреляц. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм. Гостоптехиздат, 1961.

Николаев В. А. Некоторые новые данные о фауне унioniид Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГУ, № 1, 1938.

Николаев Н. И. О проблеме происхождения покровных суглинков. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1959.

Окладников А. П., Адаменко О. М. Первая находка деваллуа-мустьерской пластины в среднеплейстоценовых отложениях Сибири. — Сб. Четвертичный период Сибири. Изд. «Наука», 1966.

Православлев П. А. Приобье Кулундинской степи. Мат. по геол. Зап.-Сиб. края, № 6, 1933.

Равский Э. И. К стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений юга и востока Сибирской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Ревердатто В. В. О происхождении растительности Бийской степи. Томск, 1927.

Ряпина В. Е. Новые находки четвертичной фауны млекопитающих в верхнем Приобье. ДАН СССР, т. 142, № 5, 1962.

Ряпина В. Е. О генезисе и стратиграфии четвертичных толщ Степного плато Приобья. Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода, № 27, 1962 а.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфии их на территории Алтая. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

Четвертичные отложения района с. Липовского в Нижнем Притоболье

А. М. МАЛОЛЕТКО

В последние годы значительно возрос интерес к четвертичным отложениям Нижнего Притоболья. Особое внимание исследователей привлек к себе разрез кайнозойских отложений на правом берегу р. Тобола у с. Липовского. Разрез этот в свое время был изучен А. Г. Бер (1938). Последние более или менее детальные его описания появились в работах ряда других авторов (Архипов, 1967; Волков, Волкова, 1964; Волкова, 1966; Каплянская, Тарноградский, 1965). В этих работах Липовский разрез трактовался как цокольная вторая терраса (Бер, 1938; Волкова, 1966), либо как третья терраса (Каплянская, Тарноградский, 1965). Наши наблюдения, проведенные в 1949 г., позволяют дать иную интерпретацию разреза четвертичных отложений у с. Липовского.

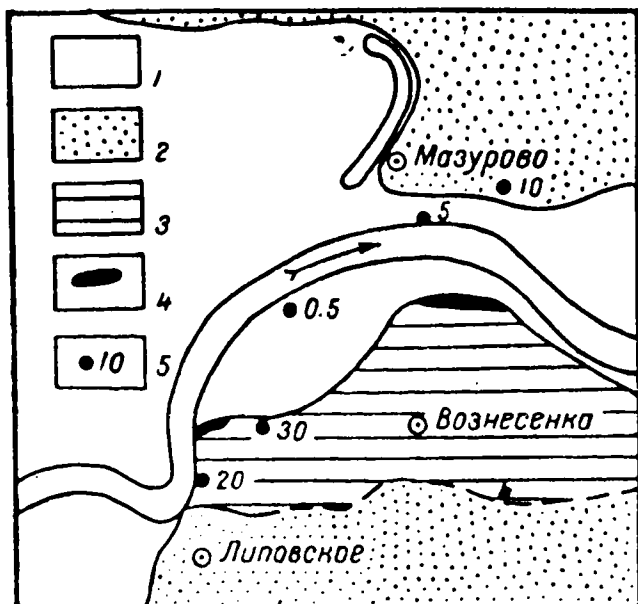


Рис. 1. Геоморфологическая схема района с. Липовского:
1 — пойма; 2 — первая терраса; 3 — наклонный делювиальный шлейф; 4 — останцы третичных пород; 5 — относительные высоты, м

Липовское обнажение третичных и четвертичных пород находится в 0,5 км от одноименного села, на правом берегу р. Тобола (рис. 1).

В длину оно достигает 1 км при максимальной высоте 44 м в его северном конце, где расположен останец третичных пород (рис. 2). Останец с западной обнаженной части имеет ширину у уреза реки около 100 м, в верхней части, на высоте 39 м (77,5 м абс. высоты), — около 10 м. Сложен останец озерными и речными образованиями (кварцевые пески, суглино-супеси, глины), возраст которых определяется как миоценовый (А. Г. Бер) или верхнеолигоценый (В. С. Волкова).

Среди четвертичных отложений описаны следующие типы:

I. На третичном останце залегают своеобразные породы (рис. 3), имеющие следующий состав (снизу):

1. Песок светло-серый кварцевый с пятнистым ожелезнением 0,2 м.
2. Песчано-гравийно-галечниковый горизонт. Песок кварцевый, слабо ожелезненный, крупно- и среднезернистый (класс зерен более 0,25 мм 17%, 0,25 — 0,05 мм 69,6%, менее 0,05 мм 13,5%). В песок включены: а) глинистые окатыши размером до 6 см в диаметре, обычно 2—3 см. Материал окатышей — глина плотная серая, зеленоватая, буроватая, параллельнослоистая за счет тонких прослоек пылеватого песка; б) галька размером до 1,5 см, хорошо окатанная. Состав галек: кварц (резко преобладает), темные эффузивные породы; в) гравий, в основном кварцевый 0,25 м.
3. Песок кварцевый, слабо окрашенный гидроокислами железа, горизонтальнослоистый за счет прослоек, сложенных мелкими остроугольными кусочками плотной глины («обломочные» глины) 0,70 м.
4. Глина «обломочная» горизонтальнослоистая 0,10 м.
5. Песок кварцевый среднезернистый диагональнослоистый за счет прослоек «обломочной» глины. Прослойки имеют падение на север 0,15 м.
6. Переслаивание «обломочных» глин с перекрестнолистными кварцевыми песками 0,85 м.
7. Переслаивание «обломочных» глин и кварцевого песка. Слоистость горизонтальная 0,15 м.
8. Глина, серая, отмученная, с двумя прослойками серого кварцевого песка 0,40 м.
9. Суглинок светло-серый, неслоистый, карбонатный, лессотипный с вертикальной столбчатой отдельностью 1,00 м.

II. К основанию останца третичных пород присоединена толща иловатых тонкослоистых глин*) с редкими раковинами водных моллюсков. Вверх по разрезу глины постепенно утрачивают слоистость и сменяются неслоистыми иловатыми суглинками, обогащенными растительной сечкой. Темно-синие пятна, приуроченные к местам наибольшего скопления органического материала, беспорядочно разбросаны по общему сизоватому фону, создавая пятнистую окраску. На высоте 5 м над уровнем реки гумусированность заметно возрастает, порода приобретает облик, свойственный иловато-болотным почвам. Четко выраженная граница с вышележащим слоем проходит по сажистому прослойку с полуразложившимися, но еще сохранившими частично клеточное строение остатками растений. В 300—400 м от третичного останца граница проходит по горизонту с обломками ветвей и стволов деревьев, среди которых сохранились пни в прижизненном положении. Пни и обломки деревьев имеют не более 25—30 см в диаметре. Корни деревьев расположены горизонтально, что, возможно, находится в связи с неглубоким залеганием в прошлом мерзлоты.

Мощность описываемых пород около 10 м.

*) И. А. Волков и В. С. Волкова (1963) и В. С. Волкова (1966) оплывины на обнаженной поверхности глин ошибочно приняли за сингенетическое нарушение слоистости.

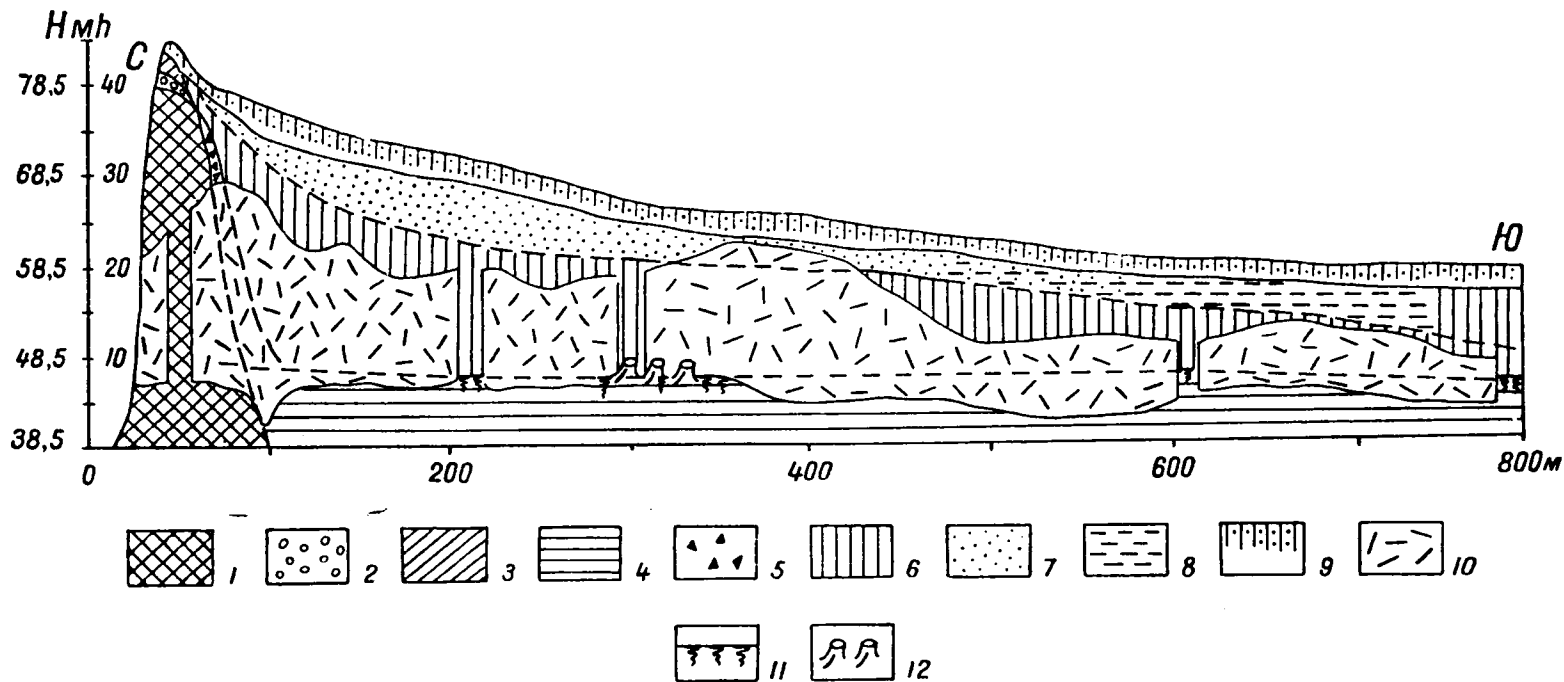


Рис. 2. Разрез кайнозойских отложений у с. Липовского: 1 — третичные породы; 2 — грубообломочный пролювий; 3 — лессотипный суглинок; 4 — глина тонкослоистая и иловатый суглинок; 5 — погребенная осыпь; 6 — суглинок буровато-желтый; 7 — песок; 8 — супесь; 9 — лессовидная супесь; 10 — обвалы, оплывины, задернованность; 11 — погребенная почва; 12 — пни и стволы деревьев

III. На высоте от 28 до 36 м крутой (75—80°) обнаженный склон останца оформлен грубообломочной осыпью (коллювием), достигающей мощности 3 м. Осыпь имеет следующее строение (рис. 4).

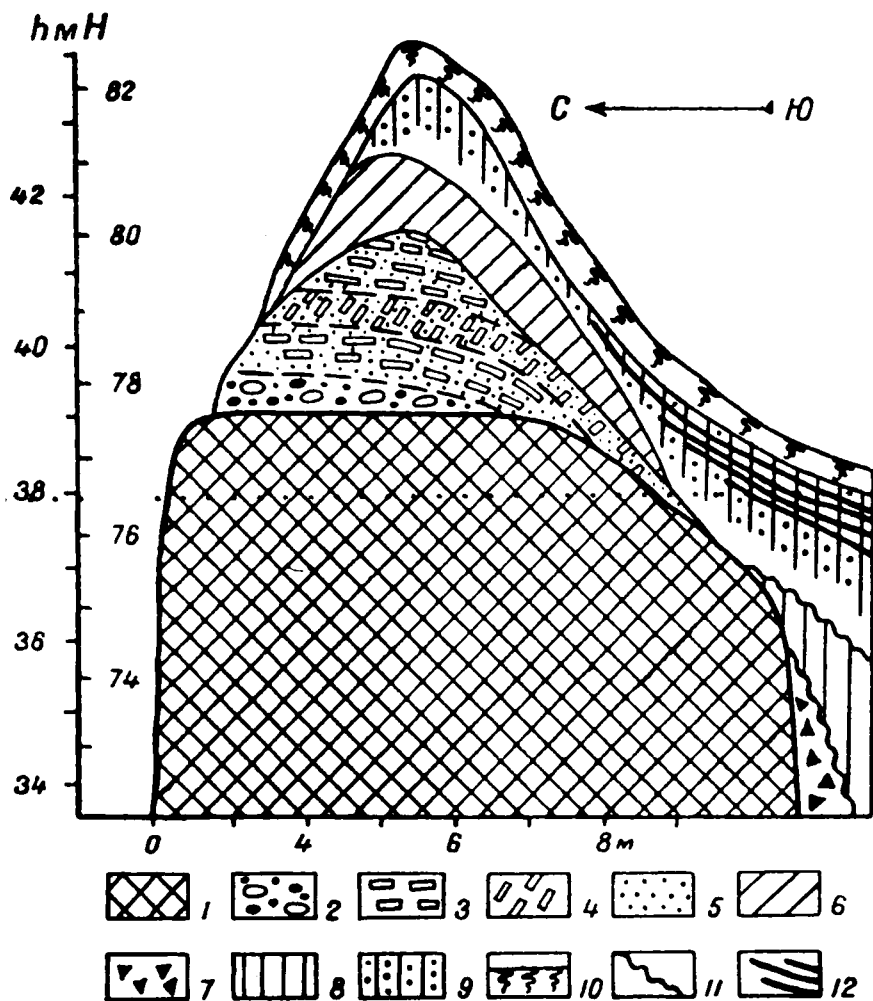


Рис. 3. Разрез четвертичных отложений на вершине останца: 1 — третичные породы; 2 — песок с глинистыми окатышами, гальками и гравием кристаллических пород; 3 — горизонтально расположенные обломки третичных глин; 4 — диагонально расположенные обломки третичных глин; 5 — песок кварцевый; 6 — лессовитипный суглинок; 7 — обломки третичных пород (погребенная осыпь); 8 — суглинок буровато-желтый; 9 — лессовидная супесь; 10 — почва подзолистая; 11 — перемытый гумус; 12 — горизонты орштейна

А. Песок белый кварцевый с обломками размером до 10—12 см сероватой тонкослоистой третичной глины и четвертичного буроватого неслоистой суглинка. Плитки тонкослоистой глины ориентированы своей длинной осью под углом 45° к горизонту субпараллельно склону останца. Описываемая толща перекрывается маломощным (2 см) слоем перемытого гумуса, также ориентированным субпараллельно склону останца.

Б. Крупные (6—7 см) угловатые обломки зеленовато-серой глины. Промежутки между обломками заполнены кварцевым песком. Грубооб-

ломочная осыпь перекрыта заметно гумусированным слоем, состоящим из мелких (0,1—1 см) обломков плотной зеленоватой глины.

В. Крупные остросереберные и угловатые обломки серой суглино-супеси (Тг) и буроватого суглинка (Q). Небольшая примесь песка.

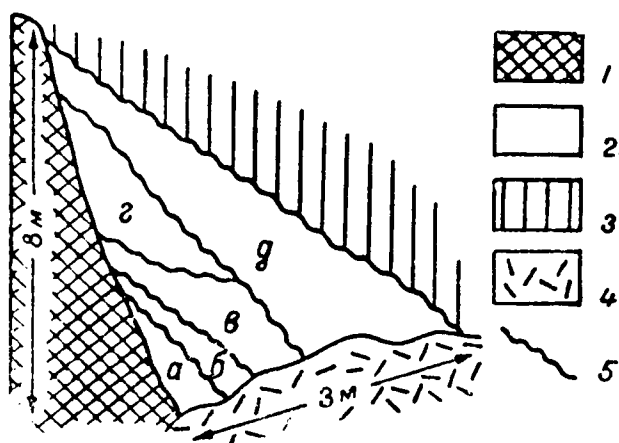


Рис. 4. Схема залегания погребенной осыпи: 1 — третичные породы; 2 — осыпь; 3 — суглинок буровато-желтый; 4 — оплывины, обвалы; 5 — перемытый гумус. Объяснение букв в тексте

Г. Крупные обломки суглино-супеси с волнистой слоистостью (Тг).

Д. Суглинок бурый «измельченный» с редкими небольшими пятнами зеленоватой глины и линзочками серо-зеленого песчанистого суглинка, наклоненными под углом 30° к горизонту. Суглинок гумусирован. Перекрывается осыпь гумусированным прослоем, сложенным остроугольными мелкими кусочками глины (суглинка?).

IV. Иловатые глины и суглинки, прислоненные к основанию останца, и коллювий, оформляющий его склон, перекрыты существенно суглинистой толщей. Суглинки серовато-желтые, пористые. Темно-серые мазки (перемытый гумус?) с расплывчатыми нечеткими контурами создают впечатление слоистости. У самого контакта с третичным останцом они полого — под углом $20\text{—}30^\circ$ — падают в сторону от останца. С удалением от последнего на высоте 20 м над уровнем реки гумусированный горизонт мощностью 0,45 м часто выклинивается, раздваивается. Суглинок, особенно вблизи останца, имеет своеобразную зернистую структуру: он состоит из мелких кусочков, сцементированных суглинистым же пылеватым материалом. В суглинистой толще, особенно в ее основании, имеются прослои серовато-желтой супеси, содержащей, в свою очередь, суглинистые примазки. Вблизи останца среди оплывин и обвалившихся глыб суглинка были найдены зуб мамонта, два крупных позвонка, трубчатые кости конечностей.

Мощность толщи суглинков изменяется от 30 м вблизи останца до 15 м в 800 м от него.

На суглинистой толще без видимого перерыва залегает песчаный горизонт мощностью до 5—7 м. Песок буровато-желтый мелкозернистый, заметно глинистый. Присутствие темно-серых полос мощностью до 12 см, полого падающих от останца, подчеркивает своеобразную слоистость пород. В 400—450 м от останца содержание глинистых частиц в песках заметно увеличивается, песок постепенно сменяется супесью, а последний в 800 м от останца — суглинком.

V. Разрез четвертичных отложений завершается маломощным (1,5—3 м) чехлом лессовидной супеси. Вблизи останца в супеси наблюдается шесть бурых горизонтов ортштейна мощностью 4—7 см, полого падающих в сторону от третичного останца.

Лессовидные супеси несут подзолистую почву с хорошо выраженным иллювиальным горизонтом.

Анализ состава и строения четвертичных толщ позволяет следующим образом расшифровать историю осадконакопления в районе с. Липовского.

Наиболее древними из четвертичных отложений являются пески с гравием, гальками и обломками третичных пород, залегающие на вершине останца. Накопление их происходило до расчленения третичного плато современной гидросетью. Водная транспортировка породы не вызывает сомнения. Об этом, в частности, свидетельствует окатанность обломков третичных глин, дифференциация пород по крупности зерна. Судя по наклону плиточек глин на север, направление потоков было с севера на юг (Твенхофел, 1936). Среди обломков преобладают местные породы — остроугольные обломки плотных третичных глин. Гальки и гравий кристаллических пород также заимствованы при размыве третичного плато. В частности, аналогичные по размерам, степени окатанности и петрографическому составу гальки и гравий имеются в песчаных прослоях останца непосредственно под описываемым грубообломочным горизонтом. Кварцевый состав песков также свидетельствует о размыве третичных пород. Тяжелая фракция песков из основания грубообломочного горизонта имеет следующий состав (%): рудные 61, эпидот 22, циркон 10, рутил и роговая обманка по 3, гранат 2. Кроме того, обнаружены единичные зерна турмалина, сфена, пироксена, дистена. Сходный минералогический состав тяжелой фракции имеют и третичные породы. С генетической стороны «грубообломочные» породы, залегающие на останце, являются пролювием. Гипсометрически они отвечают тобольской свите «материка», формировавшейся в начале среднечетвертичного времени. Очевидно, одновременно с формированием гидросети тобольского времени местами шло и овражное расчленение склонов долин. Своеобразный пролювий того времени сохранился на вершине останца у с. Липовского.

Перекрывающие пролювий неслоистые светло-серые суглинки лессотипного облика в возрастном отношении отвечают, очевидно, эпохе максимального оледенения.

Позднее третичное плато, перекрытое среднечетвертичными отложениями, было расчленено на глубину более 43 м. Расчленение плато и выработка южного склона останца произошло в зырянский век. Эрозионное понижение было выполнено аллювиальными отложениями, пойменная фация которых обнажена в основании разреза у с. Липовского. Накопление аллювия произошло в раннекаргинский век, о чем можно судить по возрасту древесины «пневого» горизонта — 30000 лет (Архипов, 1967; Волкова, Волков, 1967).

Судя по отсутствию грубообломочной осыпи (коллювия) между третичным останцом и раннекаргинской террасой, оформление склона останца осыпью началось после накопления аллювия. В результате суффозии в это же время слои грубообломочного пролювия на вершине останца были деформированы: наклонены в южную сторону (рис. 3). Наряду со сносом более или менее крупных обломков с плато сывался и гумус, который образовал в толще осыпи несколько крутопадающих полос. Последние, вероятно, характеризуют перерывы в поступлении грубообломочного материала.

Формирование каргинской террасы еще не было завершено, как последняя была погребена под суглинистой толщей. Зернистая структура суглинков, плохо выраженная полого наклоненная слоистость, уменьшение мощности толщи с удалением от останца — все это свидетельствует о делювиальной природе суглинистой толщи. Делювиальный материал поступал с поверхности плато за счет размыва лессотипной толщи эпохи максимального оледенения.

Недостаточно ясно взаимоотношение песчаного горизонта, перекрывающего делювиальные суглинки вблизи останца (рис. 2). Возможно, что он отображает завершающий этап смыва лессотипного покрова эпохи максимального (?) оледенения. Известно, что этот покров в основании имеет более песчаный состав. Залегание песков на суглинках в делювиальной толще может иллюстрировать поступление песчаного материала после смыва верхней существенно суглинистой пачки. О делювиальной природе песчаного горизонта свидетельствует его наклонное залегание и дифференциация материала по крупности зерна с удалением от останца (рис. 2). Однако не исключено, что этот песчаный горизонт является базальным по отношению к вышележащим лессовидным супесям. По нашему мнению более вероятным является первый вариант.

Верхний горизонт лессовидных супесей отвечает этапу поздне-верхнечетвертичного накопления чехла разнотипных по генезису пород и их облессования. В общих чертах этот горизонт отвечает преобразженному свите В. С. Волковой (1966).

Таким образом, лишь нижняя часть разреза четвертичных отложений с «пневным» горизонтом является аллювиальной и может быть отнесена к раннекаргинскому времени. Другие существенно субаэральные генетические типы отложений характеризуют овражное расчленение склонов речных долин, оформление их осыпями и делювиальным шлейфом. Распознавание их действительной природы позволяет более полно расшифровать все многообразие седиментационных процессов, имевших место в районе с. Липовского в четвертичное время.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С. А. Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности в связи с ее геологической историей. В сб.: Мат-лы к обоснованию стратигр. схемы четв. отл. Зап.-Сиб. низм. (Мат-лы к Межвед. совещ. по разработке униф. и корреляц. стратигр. схем для Зап. Сибири в г. Тюмени). Инст. геол. и геоф. СО АН СССР, Новосибирск, 1967.

Бер А. Г. Неогеновые и четвертичные отложения Ишима и низовья Тобола. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 1, 1938.

Волкова В. С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Изд-во «Наука», Сиб отд., Новосибирск, 1966.

Волков И. А., Волкова В. С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности. — Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 44, 1964.

Волкова В. С., Волков И. А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения юго-западной части Западной Сибири. В сб.: Мат-лы к обоснованию стратигр. схемы четв. отл. Зап.-Сиб. низм. (Мат-лы к Межвед. совещ. по разработке униф. и корреляц. схем для Зап. Сибири в г. Тюмени). Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск, 1967.

Каплянская Ф. А., Тарнорадский В. Д. Стратиграфическая схема рек Иртыш и Тобол. В сб.: Четв. период Сибири. Изд-во АН СССР, 1965.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. ОНТИ, М.—Л., 1936.

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ПАЛЕОЛИТА НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Э. В. АЛЕКСЕЕВА, В. И. МАТЮЩЕНКО

В течение длительного времени в научной литературе существовало довольно прочно устоявшееся мнение о том, что на территории Западно-Сибирской равнины не было объективных условий для расселения палеолитического человека. Самым северным пунктом палеолитической культуры признавалась Томская стоянка. В результате интенсивных исследований четвертичных отложений этой части Евразии такой взгляд все основательнее подвергается критике. Так, В. П. Алексеев (1963) делает определенный вывод о возможности находок даже нижнего палеолита по крайней мере на территории Саяно-Алтайского нагорья. Этот вывод он делает на основании исследований А. И. Воейкова, поддержанных еще в свое время И. Д. Черским, А. А. Борисяком, А. Я. Тугариновым, а также И. Г. Пидопличко, П. С. Макеевым. Нам представляется, что наиболее убедительные доводы существования палеолитического человека на территории Западно-Сибирской равнины привел Д. П. Славнин (1966).

Разумеется, как бы не были убедительны все эти доводы, они не могут служить достаточным основанием, доказывающим существование палеолитического человека на территории Западно-Сибирской равнины севернее города Томска.

Конечно, самыми убедительными аргументами могут быть только находки стоянок древнекаменного века. К сожалению, поиски таких стоянок на Западно-Сибирской равнине никто специально не производил. Кроме того, надо иметь в виду, что палеолитические стоянки, вообще немногочисленные сравнительно с памятниками других эпох в любом районе нашей страны, на территории Западно-Сибирской равнины должны быть особенно редки. Не потому, что заселенность этого района человеком была невелика, а потому, что западносибирские реки, протекающие в рыхлых четвертичных отложениях, имеют крайне неустойчивое русло, берега которого очень легко разрушаются. Это приводит к тому, что огромные береговые участки бывают нередко смыты паводками. На глазах современников на десятки метров в сторону перемещаются русла таких рек, как Чулым, Кеть, Обь и др. Это значит, что огромное количество памятников не только палеолитического времени, но и периодов истории, близких нам, безусловно, уничтожено рекой, и остатки их навсегда остались погребенными речными отложениями.

Вместе с тем это не должно полностью обезоруживать нас. Археологи еще не использовали всех возможностей поисков палеолита на тер-

ритории Западно-Сибирской равнины. На этот счет очень серьезные перспективы рисует нам изучение остеологического материала, собранного в разных районах Западной Сибири. Коллекции этих костей очень разнообразны. Здесь есть кости мамонта, носорогов, диких лошадей, бизонов, оленей, хищных. Нам не известно, чтобы эти кости привлекали внимание исследователей палеолита. К тому же сборы их произведены большей частью крайне неквалифицированно, без учета условий их залегания. Известно также, что большая часть таких находок сделана на пляжах в явно переотложенном состоянии. Это, конечно, значительно снижает их научную ценность. Тем не менее и эти находки могут служить основанием для поисков следов палеолитического человека.

Весьма полезными в этом отношении могут быть коллекции костей, собранных одним из авторов в пределах Томской области, насчитывающих по несколько сот костей бизона, дикой лошади, носорога и др.

Коллекции собраны на пляжах, где они находились в переотложенном состоянии. Эти находки представляют несомненный интерес не только для палеонтолога, но и для археолога. Так, в коллекции, происходящей из Красного Яра, есть 94 кости с явными следами воздействия человека; в коллекции из Тугулино подобных костей 5. Это кости radius, tibia, femur, humerus, то есть такие, которые имеют много мозга. Многие из них расколоты или вдоль всей длины кости, или сломаны пополам, или носят следы глубокого выпаривания в области эпифиза. Некоторые имеют отбитые эпифизы. Три роговых стержня лося имеют внутри просверленные отверстия. Изломы трубчатых костей носят на себе в большинстве случаев совершенно ясные следы ударов, которыми эти кости расколоты (рис. 1, 2). Нам представляется это не случайным.

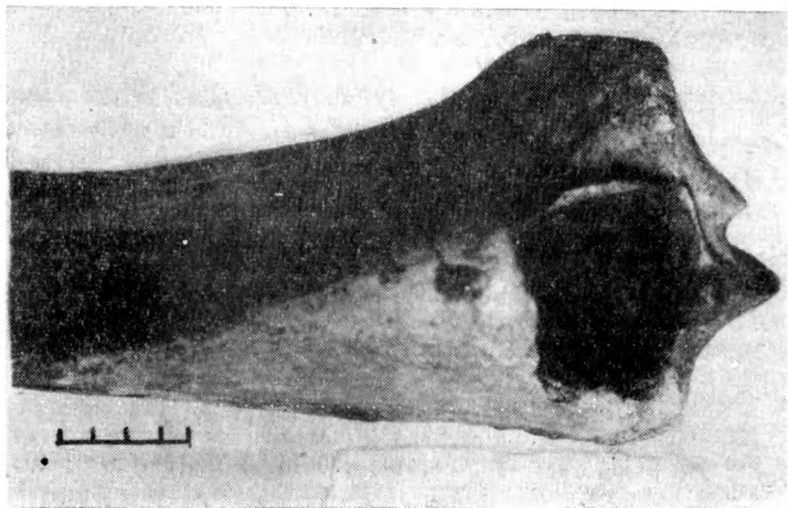


Рис. 1. Обломок tibia правая бизона со следами деятельности человека

Нельзя предполагать, что эти изломы возникли под влиянием каких-х-то естественных факторов. Против этого свидетельствует довольно большое число таких костей, чтобы предполагать такое обилие случайностей. Кроме того, необходимо иметь в виду и тот факт, что таким образом расколоты только те кости коллекции, которые содержат много мозга.

На такого рода кость обратил внимание В. И. Громов (1963:67). В 1960 году Л. П. Александровой, Ю. М. Васильевым, П. В. Федоровым

и др. в Нижнем Поволжье, у города Черный Яр, была найдена кость зубра со следами вскрытия ее человеком.

Если находка у Черного Яра не может быть датирована определенно палеолитическим временем, то наши находки имеют более определенные указания о дате. Так, в комплексе этих находок имеются кости но-

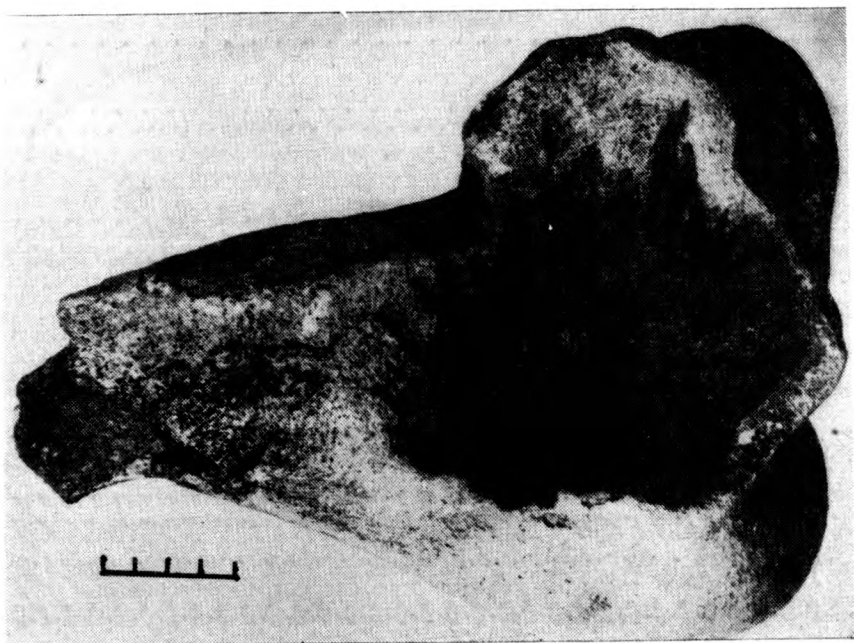


Рис. 2. Дистальный эпифиз левого бедра носорога со следами деятельности человека

сорога, который достаточно определенно датирует их сравнительно древним периодом, возможно палеолитическим. Можно подумать, что подобные находки случайно оказались в таком сочетании: шерстистый носорог, бизон, лошадь. Это можно было в какой-то мере допустить, если бы не было столь многочисленным это скопление костей. В самом деле, несколько сот костей найдено на сравнительно небольшом участке берега. Из этого факта следует сделать следующий вывод. Во-первых, это скопление вряд ли могло быть транспортировано рекой из удаленных районов. В противном случае эти кости не оказались бы сконцентрированными в одном месте и в хорошем состоянии. Во-вторых, это сочетание животных (бизон, носорог, лошадь) также скорее всего отражает действительно существовавшее в момент накопления этих костей сообщество животных. Из этих фактов с несомненностью следует третий, очень важный для археологов факт: районы подобных находок археологи должны с особой тщательностью обследовать. Они могут содержать и прямые свидетельства палеолитического человека в виде целых или обломков каменных орудий. Уверенность в этом вселяет одна очень интересная находка, сделанная в 50-х годах у села Воронина Яя на реке Яя. Так, при рытье колодца (по сообщению жителей села) на глубине 5—7 м вместе с бивнем мамонта найдено каменное орудие. Это изделие из большого отщепа диорита, имеет подтреугольную форму, со стороны брюшка нет никаких следов обработки, а со стороны спинки нанесено не менее 15 ударов отбойником

с целью придать изделию соответствующую форму. Сколы очень грубые, все орудие сильно окатано (рис. 3).

Это безусловно древнее орудие. Нам кажется, оно принадлежит палеолитическому времени. А ведь именно Яя в своем нижнем течении и прилегающие участки Чулыма дают обильные случайные находки мамонтовой фауны. Обращает на себя внимание факт находки этого орудия вместе с бивнем мамонта.

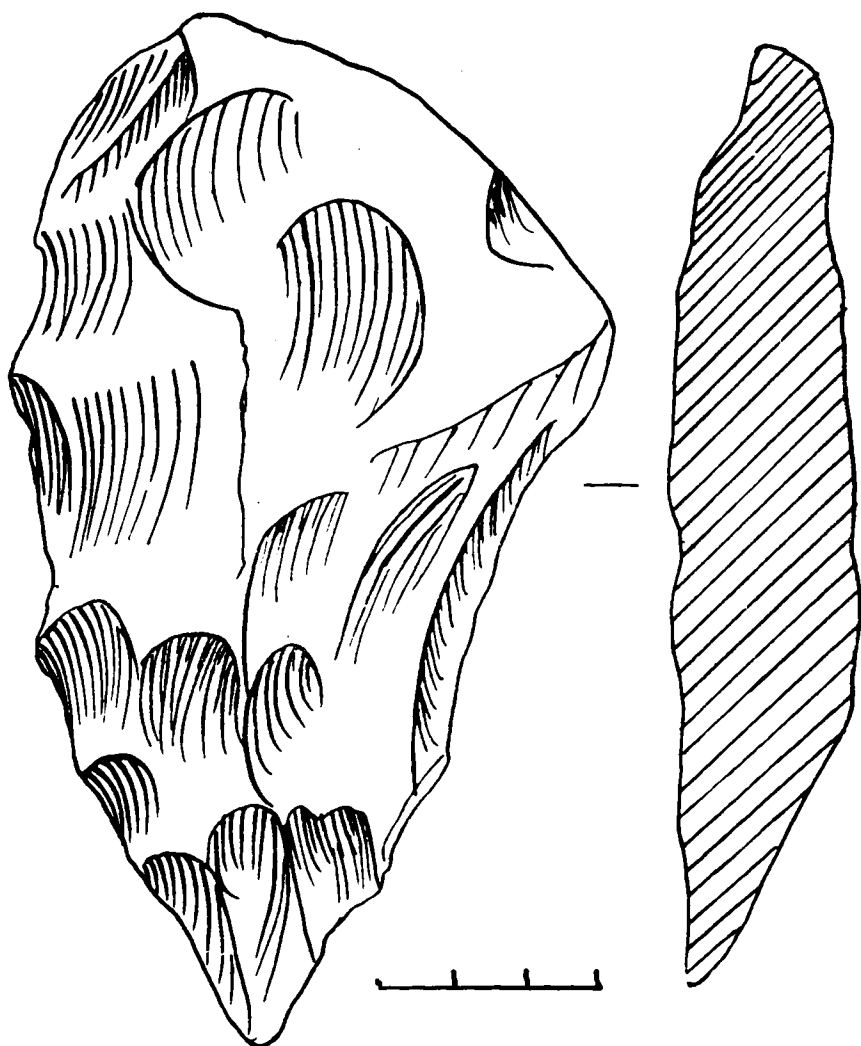


Рис. 3. Каменное орудие, найденное у села Воронина Яя

Не является ли это орудие одним из свидетельств расселения палеолитического человека на территории Западной Сибири? Во всяком случае, мы не видим достаточных оснований отвергать такое предположение.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. П. Заселение Южной Сибири в свете данных палеоантропологии. — Мат. и иссл. по археол., этнографии и истории Красноярского края. Красноярск, 1963.
- Громов В. И. Кость зуба (?), вскрытая человеком. — Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 33, 1967.
- Славнин Д. П. Естественно-географические условия Самусьского археологического района. — Уч. зап. Томск. ун-та, вып. 60, 1966.

СОДЕРЖАНИЕ

Михаил Васильевич Тронов (к 80-летию со дня рождения)	5
М. В. Т р о н о в. О теоретическом значении гляциологических исследований на Алтае	9
Н. В. Рутковская. Климатическая характеристика послезимья на юго- востоке Западно-Сибирской равнины	16
Б. В. Ф а щ е в с к и й Многолетние колебания гидрологических характеристик в связи с солнечной активностью и атмосферной циркуляцией	27
Б. В. Ф а щ е в с к и й. О влиянии карста на режим стока р. Катунь	44
И. М. Ч е р н о в Способ прогноза средней температуры воздуха в октябре для центральных районов Сибири	46
Н. К. М и н и н, М. В. К р а ш е н н и к о в. Толщина льда малых рек таеж- ной зоны Западной Сибири	59
В. И. О р л о в. Географическое дешифрирование аэрофотоснимков	72
А. А. З е м ц о в. Рельеф и четвертичные отложения Чаинского Приобья	81
А. М. М а л о л е т к о. Некоторые спорные вопросы четвертичной геологии Степного Приобья	115
А. М. М а л о л е т к о. Четвертичные отложения района с. Липовского в Ниж- нем Притоболье	125
Э. В. А л е к с е е в а, В. И. М а т ю ш е н к о. О возможности обнаружения па- леолита на территории Западно-Сибирской равнины	131

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Выпуск седьмой

Томск, Изд. ТГУ, 1973., 140 с.

Главный редактор **В. С. Сумарокова**
Редактор издательства **Г. П. Вагина**
Технический редактор **Р. М. Подгорбунская**
Корректор **М. И. Сваровская**

КЗ 01930	Сдано в набор 20/V-73 г.	Подписано к печати 1/X-73 г.
Заказ 2506	Формат 70×108 1/16; печ. л. 8,8; усл. печ. л. 12,3 уч.-изд. л. 12	
	Тираж 500 экз.	Цена 1 руб. 20 коп.

Областная типогр. № 1 Управления по печати, Томск, ул. Советская, 47
Издательство ТГУ, Томск-10, пр. Ленина, 36.