

**В О П Р О С Ы
Г Е О Г Р А Ф И И
С И Б И Р И**

СБОРНИК ШЕСТОЙ

**ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1966**

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СССР, ТОМСКИЙ ОТДЕЛ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ В. В. КУЙБЫШЕВА

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

СБОРНИК ШЕСТОЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1966

Редактор — доцент *А. А. Земцов*

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ

Проф. А. И. Данилов (председатель, ректор университета), профессор В. А. Пегель (зам. председателя), доц. Ю. В. Чистяков (зам. председателя), проф. Р. Н. Щербаков, директор издательства М. С. Змазнев, проф. Б. Г. Иоганзен, проф. В. Н. Кессених, проф. П. П. Куфарев, проф. И. М. Разгон, проф. К. В. Савицкий, проф. М. В. Тронов, проф. В. А. Хахлов, проф. К. П. Ярошевский, проф. А. Р. Ананьев, доц. З. Я. Еояршинова, доц. М. А. Кривов, доц. А. А. Любавин, проф. Г. И. Назаров, проф. Н. В. Прикладов, проф. В. В. Серебrenников, директор научной библиотеки М. Р. Филимонов, доц. В. С. Флеров, секретарь парткома университета А. П. Бычков.

КЛИМАТ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ И ЕГО ФОРМИРОВАНИЕ

З. П. КОЖЕНКОВА, Н. В. РУТКОВСКАЯ¹⁾

Климат любого района определяется его положением, физико-географическими условиями, радиационным балансом и характером циркуляционных процессов.

Радиационные условия

Количество солнечной радиации, поступающей в единицу времени на единицу площади поверхности земли, зависит от высоты солнца над горизонтом, запыленности и влагосодержания атмосферы, от степени покрытия неба облаками.

Томская область располагается в основном между 56 и 60° с. ш., потому высота солнца над горизонтом и продолжительность дня колеблется в пределах, указанных в табл. 1.

Таблица 1

Полуденная высота солнца и продолжительность дня в момент зимнего и летнего солнцестояния

	22/XII		22/VI	
	Полуденная высота солнца	Продолжительность дня	Полуденная высота солнца	Продолжительность дня
Юг области (56° с. ш.)	10°33'	6 час 25 мин	57° 27'	17 час 35 мин
Средние широты (58° с. ш.) . . .	8 33	6 „ 12 „	55 27	17 „ 48 „
Север области (60° 30' с. ш.) . . .	6 03	5 „ 19 „	52 57	18 „ 41 „

Прозрачность атмосферы, определяющая отношение поступающей на землю солнечной энергии к солнечной постоянной, в течение года колеблется в пределах 0,5—0,8. В среднем в год в наших районах прозрачность составляет примерно 0,75. Это означает, что около 25% энергии, поступающей на границу атмосферы, в условиях Томской области не доходит до земли.

¹⁾ Н. В. Рутковской написаны разделы, касающиеся снежного покрова. Все другие разделы, включая и типизацию синоптических процессов многоснежных и малоснежных зим, написаны З. П. Коженковой.

Вероятность ясного неба в среднем за год уменьшается с севера на юг от 30,3% (Напас) до 26,2% (Томск). Максимальное число ясных дней на всех станциях отмечается в период с февраля по апрель и составляет 40—44% на севере и 35—39% на юге. Наименьшая вероятность ясного неба наблюдается осенью: на севере — в октябре, на юге — в ноябре. Процент наименьшей вероятности колеблется в пределах 12—19.

Данные о среднегодовом числе часов солнечного сияния имеются только по двум станциям области (Парабель — 1788, Тутало-Чулым — 1507), поэтому невозможно представить распределение этого показателя климата по территории. Следует, очевидно, считать, что число часов по всем станциям более 1500.

Отношение наблюдающегося числа часов солнечного сияния к возможному в начале зимы составляет 15—20%, с января по апрель резко возрастает до 25—50%. Летом это отношение, как правило, больше 50%, осенью — меньше 30%.

Указанные выше изменения высоты солнца над горизонтом, прозрачности атмосферы и вероятности ясного неба определяют изменение всех составляющих радиационного баланса по территории области.

Суммарная радиация за год на севере области составляет примерно 80 ккал/см², а на юге — 90 ккал/см². Не вся пришедшая от солнца радиация поглощается земной поверхностью. Часть ее отражается и не определяет нагревание поверхности земли и атмосферы. В пределах области поглощенная радиация составляет примерно 60 ккал/см² на севере и 70 ккал/см² — на юге.

Радиационный баланс положительный и в среднем за год колеблется в пределах 20—25 ккал/см².

Общая характеристика циркуляционных процессов

Основными циркуляционными механизмами, определяющими перемещение воздушных масс, являются циклоны и антициклоны. Циклоническая деятельность, определяющая погоду и климат Томской области, развивается на арктическом и полярном фронтах.

В среднемноголетнем выводе арктический фронт располагается между 70 и 75° с. ш. На этом фронте, отделяющем арктический воздух от умеренного, возникают волны, из которых со временем развиваются циклоны. На арктическом фронте циклоны чаще всего возникают в районе Исландии, а отсюда по различным траекториям перемещаются на восток. Нередко они достигают районов Западной Сибири, обуславливая погоду Томской области. Траектории перемещения исландских циклонов образуют три хорошо выраженных пучка. Первый — северный пучок проходит по северным морям и северным широтам Евразийского континента. Циклоны, перемещающиеся по северным траекториям, или стационарируют на севере Обь-Енисейского водораздела, или перемещаются далее на восток, или, наконец, опускаются к югу по районам Западной Сибири. В первых двух случаях на Томскую область влияет южная периферия циклонов, в третьем — центральная его часть. С движением указанных циклонов в первом случае связано прохождение теплых фронтов, во втором — и теплых, и холодных. Зимой фронты выражены резче, чем летом.

Зимой при прохождении теплого фронта происходит смена холодных континентально-умеренных или арктических масс теплым морским умеренным воздухом. Температуры при этом могут подниматься на 10—15°. Ясная морозная погода сменяется пасмурной погодой со

снегопадами. С прохождением фронтов часто связаны метели. Если циклон стационарирует на северо-востоке Западной Сибири или перемещается на северные районы Восточной Сибири, то умеренно теплая погода может удерживаться в течение многих дней (иногда до 10—15).

Если циклон опускается на юго-восток, то за теплым фронтом проходит холодный. Морской умеренный воздух сменяется свежими порциями арктического воздуха. Теплая погода резко сменяется холодной, при этом отмечаются сильные ветры и низовые метели.

Летом при прохождении теплых фронтов происходит смена прогреваемого арктического воздуха морским умеренным, поэтому температуры повышаются менее заметно, чем зимой. Перед теплым фронтом наблюдается пасмурная погода с обложными дождями. Иногда обложные дожди переходят в ливневые, сопровождающиеся грозой. После прохождения фронта наступает теплая погода с меняющейся облачностью. В тылу циклонов проходят холодные фронты, поэтому теплая погода сменяется холодной, обусловленной приходом арктического воздуха. В арктическом воздухе, пришедшем с северо-запада, могут развиваться кучевые облака и выпадать ливневые осадки. Вторжение арктического воздуха в переходные сезоны сопровождается заморозками, интенсивность которых может усиливаться местными физико-географическими условиями.

Второй пучок траекторий исландских циклонов проходит через средние районы Фенноскандии и далее примерно вдоль 60° с. ш. до Среднего Урала. Со Среднего Урала циклоны смещаются или на восток, или на северо-восток. В последнем случае они стационарируют в том же районе, что и циклоны первой группы. Смена погодных условий происходит так же, как и при движении по северным траекториям, но выражена более резко. При движении циклонов на восток центр их проходит через районы Томской области (чаще через северные). При этом устанавливается погода, характерная для центральной части циклона.

Третий — южный пучок траекторий с районов Исландии проходит на Северное море, далее южнее Москвы, на Южный Урал или север Казахстана. С Южного Урала центры низкого давления в одних случаях, немного сместившись к востоку, резко поворачивают к северу, так что траектории их проходят с севера на юг почти меридианально; в других — с Южного Урала циклоны смещаются на северо-восток в направлении Таймыра. И те и другие циклоны или стационарируют в низовье Енисея, или смещаются на север Восточной Сибири. Наконец, могут быть случаи, когда циклоны третьей группы все время смещаются по югу Западной Сибири, проходя через южные районы Томской области. В первых двух случаях погода в районах Томской области обуславливается в основном влиянием восточной периферии циклонов.

Зимой небольшое потепление перед теплым фронтом связано с натеканием облачности, а не со сменой воздушных масс. Потепления, связанные с вхождением морского умеренного воздуха, кратковременны. Осадки, как правило, не интенсивны и носят затяжной характер. Летомхождение циклонов выражается в натекании облачности, выпадении обложных осадков, в небольших похолоданиях, связанных с облачностью и осадками.

При движении циклонов по южным широтам Западной Сибири наблюдается теплая пасмурная погода с сильными снегопадами и метелями — зимой и умеренно-холодная погода с затяжным дождем — летом. Часто на районы Западной Сибири циклоны приходят уже окклюдированными. В этих случаях резкой смены воздушных масс не

наблюдается, а пасмурная погода с осадками обуславливается прохождением фронтов окклюзии.

Иногда циклогенез²⁾ на арктическом фронте происходит непосредственно над районами Западной Сибири. Чаще всего циклоны развиваются в средних широтах и затем перемещаются на восток. В одних случаях циклогенез наблюдается в ложбинах циклонов, перемещающихся по северным широтам, в других — новые циклоны возникают в ложбине циклона, заполняющего перед Уральским хребтом. В этом случае причиной циклогенеза является воздействие Уральского хребта на термобарическое поле тропосферы. Перестройка термобарического поля тропосферы приводит к раздваиванию циклона: перед хребтом происходит заполнение старого циклона, за хребтом развивается новый центр. Наконец, в некоторых случаях циклогенез происходит на старых участках арктического фронта, связанных с ложбиной центрального циклона, расположенного в районе нижнего течения Енисея. Во всех трех случаях циклогенеза над Западной Сибирью Томская область оказывается под влиянием вновь возникнувших циклонов. Иногда они проходят непосредственно по районам области, в других случаях — немного севернее.

Полярный фронт, отделяющий умеренный воздух от тропического, на среднегодовых климатических картах располагается между 40—50° с. ш. По сезонам этот фронт испытывает смещения: летом фронт расположен севернее, чем зимой. Полярно-фронтальные циклоны, которые мы будем называть южными, могут возникать на любом участке фронта. Циклоны, определяющие погоду Западной Сибири, возникают в районах южных морей. Это так называемые черноморские, каспийские и аральские циклоны. Траектории южных циклонов также образуют три пучка. Первый — северный пучок образуют циклоны, выходящие из районов Черного и Каспийского морей и перемещающиеся на северо-восток через Южный или Северный Урал. Томская область может подвергаться влиянию их восточной периферии. Второй — средний пучок с южных морей, через Северный Казахстан или юг Западной Сибири проходит на северо-восток. Циклоны, перемещающиеся по этим траекториям, достигают районов Томской области и далее могут доходить до Енисея (между Красноярском и Подкаменной Тунгуской). Погода в наших районах определяется действием центральной части циклона.

Третий — южный пучок траекторий проходит по Казахстану между 40 и 45° с. ш. В предгорьях Алтая эти циклоны или заполняются, или, приобретая слагающую движения на север, далее проходят через Барнаул на Красноярск. Гораздо реже встречаются случаи смещения циклонов в районы гор.

При движении полярно-фронтальных циклонов по южным траекториям погода Томской области определяется влиянием их северной периферии. Наблюдается кратковременное нагекание облачности, выпадение слабых осадков, усиление ветра иногда до штормового. Изменения же температуры определяются только состоянием неба, а не сменой воздушных масс.

Подавляющее большинство южных циклонов проходит по районам юго-востока Западной Сибири летом и в переходные сезоны. Переход от зимы к весне сопровождается усилением полярно-фронтальной циркуляции над нашими районами. Наоборот, переход от осени к зиме совпадает с резким уменьшением выходов южных циклонов.

²⁾ Циклогенезом мы называем развитие новых циклонов.

Летом при движении циклонов по северным траекториям влияние их на Томскую область мало, но возрастает с юга на север. Может наблюдаться небольшое усиление ветра, натекание высокой облачности. На севере могут образоваться облака нижнего яруса и выпасть осадки. Резкой смены температуры не наблюдается. Последнее объясняется тем, что циклоны, доходя до районов Сибири, часто окклюдируются. Если же теплый сектор их сохраняется, то трансформированный тропический воздух по температуре мало отличается от прогретого континентально-умеренного воздуха.

Как мы уже говорили, при перемещении южных циклонов по средним траекториям Томская область может подвергаться влиянию их центральных частей. Через наши районы в этих случаях проходят теплые, холодные фронты и фронты окклюзии. При достаточном влагосодержании воздушных масс с фронтами связана полная облачность, из которой выпадают интенсивные дожди. Нередко при прохождении теплых фронтов выпадают ливни, сопровождающиеся грозой. После прохождения фронта наступает жаркая погода с температурами, достигающими иногда до 36° . При прохождении холодного фронта тропический воздух сменяется умеренным. Часто эта смена сопровождается ливневыми осадками с грозой и сильным ветром. Смена температуры выражена не очень резко. В случае малого влагосодержания воздушных масс даже центральные части циклонов проходят без осадков. Появляется лишь верхняя и средняя облачность и слабо усиливается ветер. Такие «сухие» циклоны летом в наших районах нередкое явление.

Зимой случаи выхода южных циклонов на районы Томской области или близлежащие районы редки, но смена погодных условий происходит гораздо резче, чем летом. Ясная, морозная, тихая погода сменяется пасмурной погодой с сильными снегопадами и метелями. Ветры, еще задолго до выпадения снега, усиливаются до штормовых и остаются таковыми в процессе всего прохождения циклона. Если циклоны проходят не в стадии окклюдирования, то после сильного снегопада может быть очень резкое, но кратковременное потепление. Редкие случаи повышения температуры на юге области до $+4^{\circ}$ в январе связаны с теплыми секторами циклонов. Кратковременное потепление вновь сменяется резким похолоданием, если одновременно с циклонической деятельностью на полярном фронте не происходит движение исландских циклонов по северным или средним широтам. При прохождении южных циклонов иногда в течение одних суток температура может сначала повышаться на $20-25^{\circ}$, а затем понизиться в тех же пределах. Примером может служить смена погоды 17—19 февраля 1952 г.

Антициклональная деятельность над Томской областью определяется влиянием трех центров действия: полярного, азиатского и азорского.

Действие полярного центра наблюдается в течение всего года, азорские антициклоны достигают районов юго-востока Западной Сибири только в теплый период, а влияние азиатского центра является определяющим зимой.

Полярные антициклоны развиваются над покрытыми льдом морями арктического бассейна и Гренландией. На нашу территорию они могут приходиться как с северо-запада, так и севера и с северо-востока. Первая траектория перемещения называется полярной, две вторые — ультраполярными (по Мультановскому). Гребни и отдельные ядра полярных антициклонов перемещаются в тылу каждого из исландских циклонов. Они вызывают лишь кратковременное установление анти-

циклональной погоды. Устойчивая антициклональная погода устанавливается при выходах полярных центров в тылу центрального циклона, расположенного на северо-востоке Западной Сибири. Во все сезоны года выходы полярных антициклонов и их гребней сопровождаются установлением ясной холодной погоды.

Летом холодный арктический воздух, в котором сформированы антициклоны и их гребни, трансформируется и постепенно прогревается. В наших районах, даже в первый день вторжения, температуры, как правило, выше нуля. Лишь в первой декаде июня и последней декаде августа ночью возможны заморозки. Заморозки более вероятны при выходе антициклонов по ультраполярным осям. При стационаровании антициклонов температуры быстро повышаются и выравниваются с температурами местного континентально-умеренного воздуха. Днем в арктическом воздухе могут развиваться кучевые и мощно-кучевые облака и выпадать кратковременные ливни. При вторжениях с северо-востока развитие мощно-кучевых облаков и выпадение ливней маловероятно. Могут развиваться только кучевые облака хорошей погоды. Зимой выходы полярных антициклонов всегда сопровождаются установленным ясной морозной погодой. При этом чистый и относительно сухой арктический воздух выхолаживается, морозы становятся сильнее.

Азиатский антициклон начинает формироваться в октябре и разрушается в апреле. Центр его расположен в районе Монголии. От центра отходят два гребня: один — на запад, в районы Казахстана и юга Западной Сибири, или на северо-запад, в районы средних широт Западной Сибири; другой — на север в районы Якутии. Ядра высокого давления, формирующиеся в западном гребне, оказывают влияние на погоду Томской области. В азиатском антициклоне и его гребнях формируется очень холодный, местный континентально-умеренный воздух. Температуры в этом воздухе могут спускаться до -45 — -50°C . Антициклональная погода может быть очень устойчивой, поэтому морозы могут наблюдаться иногда 10—15 и более дней подряд. При установлении антициклона или гребня над Казахстаном и югом Западной Сибири на севере Сибири могут проходить циклоны. Теплые фронты этих циклонов перемещаются по северной периферии антициклонов и размываются. Поэтому сильные морозы могут сменяться облачной погодой со слабыми снегопадами, хотя циркуляционные процессы остаются одними и теми же. Иногда полярные антициклоны, завершающие серию исландских циклонов, смещаются к югу и сливаются с отрогом монгольского антициклона, усиливая последний. В случае таких слияний морозная погода может быть очень устойчивой. Если отрог азиатского антициклона смещается на восток в предгорья Алтая, то по западной его периферии происходит заток теплых масс с юга. В переходные сезоны и летом при таких условиях устанавливается жаркая погода, зимой сильные морозы сменяются умеренными.

Ядра азорского антициклона, перемещаясь по южным широтам, летом могут доходить до юго-восточных районов Западной Сибири. Влиянию их может быть подвержена и Томская область. При выходе азорских антициклонов в наших районах устанавливается ясная жаркая погода. В такую погоду редки даже внутримассовые осадки. Высокий фон температур внутри азорского антициклона определяется тем, что тропический воздух, перемещаясь по континенту, летом подвергается дополнительному прогреву. Нагреваясь, воздух удаляется от состояния насыщения, поэтому осадки маловероятны.

Из приведенных выше рассуждений видно, что районы Томской об-

ласти подвергаются влиянию трех типов воздушных масс: арктической, умеренной и тропической.

С северо-запада вторгается морской арктический воздух, с севера и северо-востока — континентальный арктический. Летом морской арктический воздух является неустойчивой массой и внутри его могут выпадать ливневые осадки с грозой. По мере продвижения к югу вероятность ливней увеличивается, так как воздух одновременно с прогревом увлажняется за счет испарений с поверхности земли. Континентально-арктический воздух хотя и прогревается, но это к развитию мощной конвекции не приводит, так как он чрезвычайно сухой в очаге формирования. Зимой арктический воздух, независимо от происхождения, является устойчивой массой и для него характерна морозная погода иногда с радиационными туманами.

Умеренный воздух также делится на континентальный и морской. Континентально-умеренный воздух (КУВ) формируется над умеренными широтами Евразийского континента, поэтому для наших районов является местной массой. Это означает, что тепловой режим КУВ соответствует радиационному балансу наших широт. Зимой КУВ является устойчивой массой, так как в процессе формирования воздух выхолаживается, вертикальные градиенты температуры в нем, уменьшаясь, становятся отрицательными. Отрицательные градиенты порядка $2-5^{\circ}/100$ м иногда сохраняются до высоты трех километров. Для холодной устойчивой массы зимой характерна тихая погода с сильными морозами, а иногда и морозными туманами. Летом КУВ является неустойчивой массой, так как в процессе формирования прогревается от поверхности земли. При достаточном влагосодержании в этом воздухе могут развиваться конвективные облака и выпадать кратковременные осадки.

Морской умеренный воздух (МУВ) в наши районы может поступать со стороны Атлантического океана как летом, так и зимой. Зимой МУВ является теплой устойчивой массой. Перемещаясь по поверхности, покрытой снегом, воздух выхолаживается. Так как воздух содержит большое количество влаги, то выхолаживание приводит к образованию сплошного слоя низких слоистых облаков, из которых выпадает морозящий или слабый снег. Поэтому для МУВ зимой характерна теплая, пасмурная погода со слабыми осадками. Иногда могут развиваться адвективные туманы, правда, вероятность их над нашими районами мала. Летом МУВ является холодной массой. Перемещаясь по континенту, воздух прогревается и становится неустойчивым. Кучевые облака, ливни и грозы — обычное явление внутри этой массы.

Тропический воздух зимой в наших широтах редкое явление, но именно с этим воздухом связана очень теплая погода с температурами, близкими к нулю. Летом тропический воздух по свойствам близок к КУВ. Погода внутри такой массы очень жаркая. Иногда выпадают ливни с грозой. При этом ливни и грозы более вероятны ночью, чем днем. Днем стоит жаркая, душная погода, а ночью выпадает ливень.

Климат области по сезонам года

Климатические условия летнего периода

По среднегодовым данным летний период на юге области начинается в последнюю пентаду, а иногда и декаду мая, на севере — в первую пентаду июня. Указанные даты можно подтвердить целым рядом климатических величин. От мая к июню наблюдается резкое увеличение повторяемости северных ветров за счет южных. Увеличенная

частота северных ветров остается характерной для всего лета. Скорости ветра достигают своего минимума и в течение всего лета остаются наименьшими в году. Показателем перехода от весны к лету и от лета к осени является дата перехода температуры через $+10^{\circ}$. В начале лета на юге эта дата совпадает с 20—25 мая, на севере — с 25 мая — 2 июня. В конце лета дата переходит через 10° с юга на север области запаздывает на 5 дней. На юге переход совершается 13, на севере — 7 сентября. Даты конца весенних заморозков по среднемноголетним совпадают с последней декадой мая. Интенсивность повышения температуры от месяца к месяцу с начала лета резко ослабевает. Если весной эта разность близка к $7-8^{\circ}$, то летом составляет всего 3° . Начало лета сопровождается частыми вторжениями южных циклонов с континентально-тропическим воздухом в теплых секторах. Теплые массы вторгаются и в азорских антициклонах и по периферии антициклонов, расположенных над Алтаем. Южные вторжения даже в конце мая могут сопровождаться повышениями температуры до $25-30^{\circ}\text{C}$. Арктический воздух, приходя в пределы юга Западной Сибири, прогревается и не вызывает столь сильных понижений температуры как весной и осенью.

Среднеиюльская температура изменяется по территории в пределах $17,0-18,5$. Для лета характерно относительно равномерное распределение температуры по территории. Наиболее низкие температуры наблюдаются на юго-западе. Объясняется это скорее всего тем, что юго-западные районы более заболочены, чем все другие. Кроме того с запада на восток температуры повышаются в связи с увеличением континентальности.

Для лета характерна относительная устойчивость среднемесячных температур.

Если зимой среднемесячная температура от года к году может изменяться в пределах $15-20^{\circ}$, то летом размах этих изменений не превышает 9° . Так, в прошедшие 121 год самая низкая температура июля была $13,7$ (1907 г.), самая высокая $22,7$ (1857 г.). Отклонения от средней многолетней в пределах 3° составляют исключения.

Средние месячные температуры июня и августа отличаются от июльской всего на $3,2$, но в отдельные годы эти различия могут достигать 8° . Как июнь, так и август могут быть теплее июля. Вероятность того, что июнь будет теплее июля составляет $8,2\%$, вероятность более высокой августовской температуры еще меньше и составляет $5,5\%$.

Анализ синоптических процессов последних 15 лет показал, что процессы теплых летних месяцев можно разделить на четыре типа, а процессы холодных месяцев — на три. При этом процессы теплых месяцев очень устойчивы, чего нельзя сказать о процессах холодных месяцев.

Рассмотрим сначала типы процессов теплых месяцев, а затем холодных.

Тип I характеризуется вторжением южных циклонов при развитой циклонической деятельности арктического фронта. Наличие циклонической деятельности на севере приводит к тому, что в тылу южных циклонов не наблюдается вторжений арктического воздуха. За циклонами в наши районы входят азорские антициклоны или развиваются гребни антициклонов, расположенных на юге. Циклоны могут проходить как непосредственно через Томскую область, так и западнее. Иногда, правда редко, центры их смещаются восточнее Томска. В последнем случае температура несколько ниже, чем в первых двух. При прохождении центров западнее области на юго-востоке располагают-

Таблица 2

Средняя месячная температура воздуха (С°)

Месяцы Пункты	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	год
Коллашево	-20,8	-17,8	-10,5	1,3	6,8	15,5	18,3	14,9	9,0	-0,2	-11,7	-18,6	-1,4
Томск	19,2	-16,6	-10,2	-0,6	8,4	15,3	18,1	15,3	9,2	0,6	-10,1	-17,3	-0,6
Александровское	-20,6	-18,5	-11,8	-2,6	5,0	13,8	17,3	14,2	8,1	-1,1	-12,6	-19,8	-2,4
Тутадо-Чу- лым	-19,8	-17,0	-10,1	-1,0	7,1	14,6	18,2	14,8	7,8	-0,7	-11,3	-18,6	-1,3
Нарас	-22,1	-19,1	-11,8	-2,4	6,9	14,1	17,3	14,0	8,1	-1,4	-14,0	-20,8	-2,7
Языл-Яг	-20,0	-18,0	-10,9	-0,7	7,2	14,0	17,0	13,8	8,0	-0,4	-11,1	-18,6	-1,6
Пудино	-20,6	-18,6	-10,5	-0,6	7,8	14,4	17,2	14,0	8,4	-0,1	-11,0	-18,5	-1,5
Пышкино- Троицкое	-19,6	-16,9	-9,9	-0,5	8,4	15,7	18,5	15,5	8,8	0,2	-10,5	-17,8	-0,7

ся стационарные центры антициклонов, и на наши районы происходит мощный вынос континентально-тропического воздуха из Средней Азии и Казахстана. Температуры могут повышаться до 30 и более градусов. При прохождении центров восточнее Томска в тылу их движутся азорские центры, в которые входит сильно прогретый полярный воздух. Температуры при этом не выше 27°. При прохождении центров непосредственно через Томск повышение температуры связано с теплыми секторами, поэтому жаркая, сухая погода непродолжительна.

Тип II характеризуется наличием двух широтновытянутых зон — циклонической на севере, антициклональной — в средних широтах. Антициклональная зона часто формируется азорскими центрами, реже — полярными, перемещающимися с северо-запада ЕТС на Казахстан. В этом последнем случае широтность зон нарушена, а на юге Западной Сибири располагается размытое барическое поле.

Тип III. В этом типе в районе Туруханска и средней части Восточной Сибири располагается малоподвижный центральный циклон. Иногда эта область может снижаться на запад до Урала или на юг до Омска — Новосибирска. В тылу центрального циклона происходит вторжение ядер полярного центра действия, которые достигают районов севера Западной Сибири или ЕТС. Юг Западной Сибири в этом типе находится в области стационарного антициклона, сформированного в прогревом КУВ.

Тип IV. На ЕТС отмечаются выходы южных циклонов с юго-запада на северо-восток. Образующаяся при этом область низкого давления узкой перемычкой объединяется со второй зоной, занимающей весь север и восток Сибири. Над Казахстаном и югом Восточной Сибири широтно вытянута третья область низкого давления. С юга ЕТС над центральным районом Западной Сибири проходит зона высокого давления. Высокие температуры обусловлены прогревом арктического воздуха.

Тип I холодных летних месяцев.

Восточнее Енисейска или Красноярска происходит движение циклонов. Это исландские циклоны, движущиеся с северо-запада на юго-восток, или южные циклоны, проходящие значительно южнее Томска, а затем поворачивающие на север. На районы ЕТС и Западной Сибири происходит вторжение ядер высокого давления из районов Карского или Баренцова морей. Низкие температуры обуславливаются быстрыми вторжениями арктического воздуха, когда мало влияние трансформации. В некоторых случаях меридиональная зона циклонов смещается на запад. Южные циклоны выходят лишь на северные районы Западной Сибири, проходя через Средний Урал. Низкие температуры при этом типе обуславливаются прохождением фронтов с осадками.

Тип II. Исландские циклоны перемещаются по средним траекториям. В тылу их происходят быстрые затоки арктического воздуха. Низкие температуры связаны или с тыловыми вторжениями, или с прохождением через Томск центров арктическо-фронтальных циклонов.

Тип III. Циклоническая деятельность над ЕТС происходит в меридиональном направлении, над севером Западной Сибири — в широтном. Район Томска подвержен действию полярных антициклонов или циклонов, спускающихся по востоку Западной Сибири с севера на юг.

Средние месячные температуры, как известно, не характеризуют фактически возможных пределов температур. Поэтому наряду со средними необходимо рассматривать экстремальные температуры.

Абсолютный максимум температуры на всех станциях в июне составляет 33—34°, в июле — 35—36°, в августе — 32—33°.

Абсолютные минимумы в июне и августе на всех станциях отрицательные и колеблются в пределах -3 , -4°C в июне и -2 , -3° в августе.

В июле на большинстве станций абсолютный минимум положительный, но невысокий ($1-4^{\circ}\text{C}$). На севере и северо-западе (Напас, Ягыл-Яг, Пудино) отрицательные температуры наблюдаются во все летние месяцы.

Важнейшими показателями климата являются суммы температур выше 10° и гидротермический коэффициент. Сумма температур изменяется по области от 1445 до 1786 $^{\circ}$, гидротермический коэффициент от 1,2 до 1,8. На севере изолинии равных сумм проходят почти широтно. Южнее изолинии образуют хорошо выраженный гребень, простирающийся вдоль Оби (рис. 1).

Средняя дата последнего весеннего заморозка в среднем по области приходится на третью декаду мая. На юге, по долине р. Оби, заморозки прекращаются в среднем на 10 дней раньше, чем на севере (рис. 2).

В конце лета средняя дата начала заморозков крайне неодинакова. На юго-востоке заморозки начинаются уже 30 августа, по долине Оби до Нарыма — в конце второй декады сентября, а на юго-западе и северо-востоке — в начале второй декады сентября. Наименьшая продолжительность безморозного периода (90 дней) наблюдается на юго-востоке, наибольшая — по долине Оби (117—123 дня). На юго-западе и северо-востоке заморозков не наблюдается около 100 дней (табл. 3).

Таблица 3

Первый и последний мороз, длительность безморозного периода

Станции	Даты последнего мороза			Даты первого мороза			Продолжительность безморозного периода		
	средняя	ранняя	поздняя	средняя	ранняя	поздняя	средняя	наименьшая	наибольшая
Колпашево	25/V	—	—	21 IX	—	—	118	—	—
Томск . . .	25/V	30/IV	13 VI	18 IX	19 VIII	6 X	115	86	155
Александровское . .	28/V	—	—	17 IX	—	—	111	—	—
Тутало-Чулым	31/V	20/V	13 VI	30 VIII	2 VIII	25 IX	90	67	107
Напас	29/V	—	—	12 IX	—	—	104	—	—
Ягыл-Яг	26/V	—	—	12 IX	—	—	108	—	—
Пудино	26/V	—	—	10 IX	—	—	106	—	—
Пышкино-Троицкое	25/V	7/V	13 VI	3 IX	22 VIII	25 IX	100	70	121

В отдельные годы могут быть значительные отклонения от приведенных выше данных. Так, например, последний заморозок во всех районах области может быть 13 июня. В конце лета в долине Оби заморозки могут начаться в первые дни сентября, а на остальной территории даже в первую половину августа (Тутало-Чулым — 2. VIII, Пышкино-Троицкое — 2. VIII, Томск — 19. VIII). Длительность безмо-

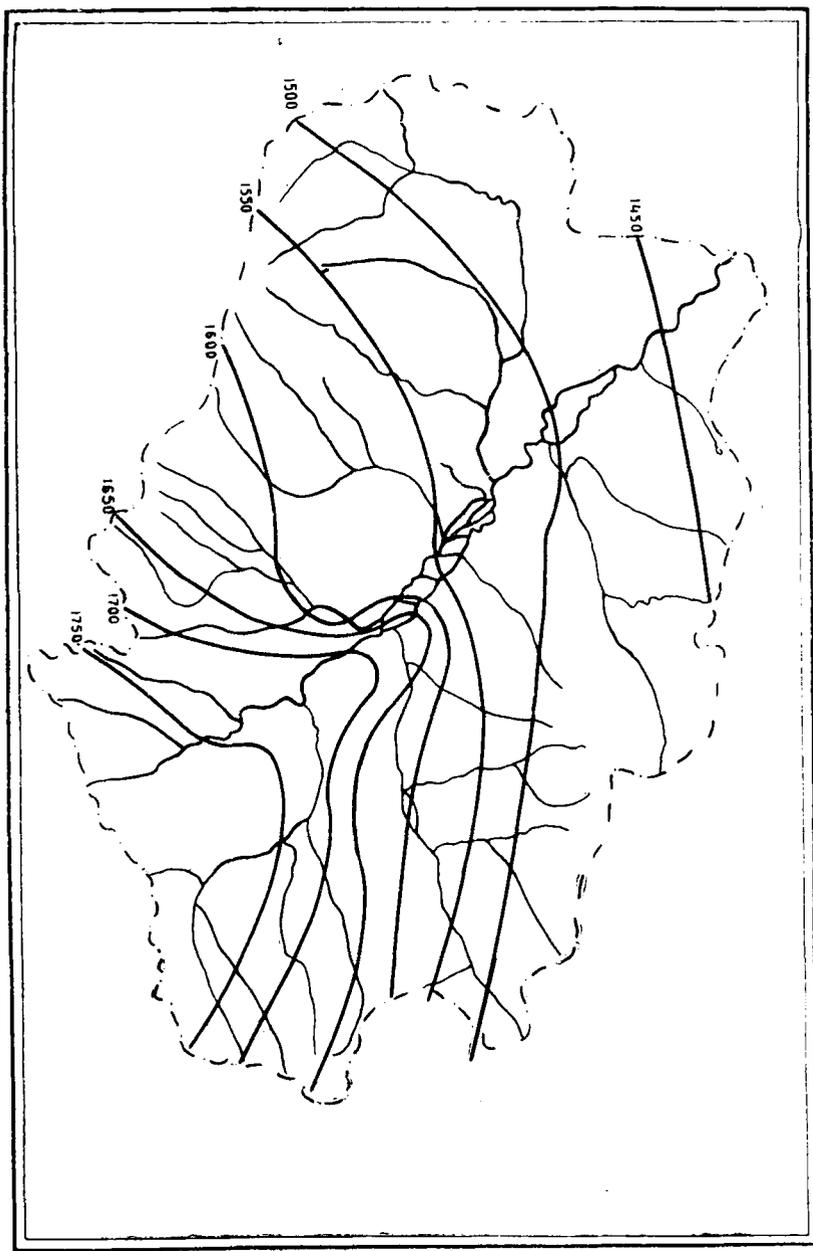


Рис. 1. Суммы температур десятиградусного периода и гидротермический коэффициент

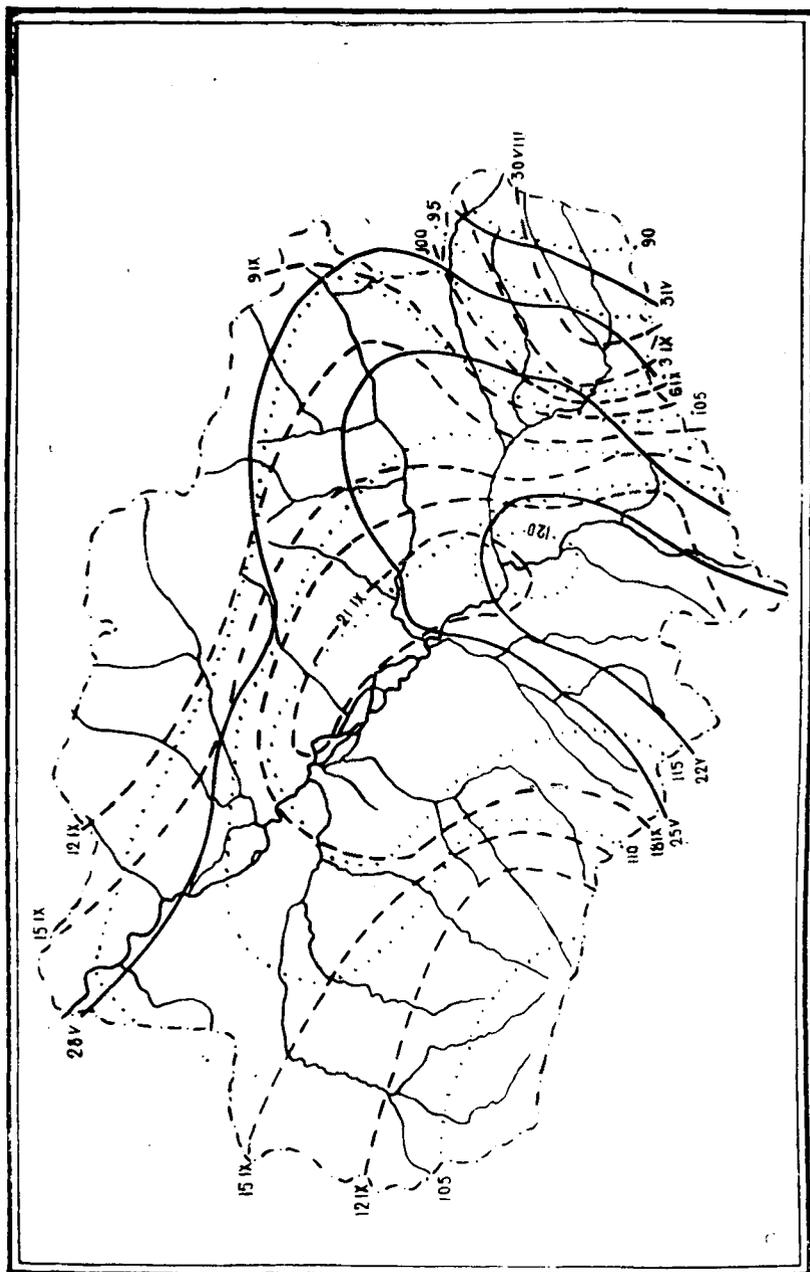


Рис. 2. Изолинии:
 ——— средние дат последнего мороза весной,
 - - - - средние дат первого мороза осенью,
 продолжительность безморозного периода.

розного периода в Тутало-Чулыме и Пышкино-Троицком может быть всего 70 дней, а во всех других районах менее 100. Например, были годы, когда в Томске безморозным был период в 86 дней, в Молчанове — 97 дней, в Нарыме — 100 дней и т. д.

Для сельского хозяйства важными являются даты перехода температуры через $+5$ и $+10^\circ$ и число дней с температурой в соответствующих пределах. Переход через $+5^\circ$ весной на юге совершается в первую пятидневку мая, на севере — во вторую декаду. Изолинии этих дат идут почти широтно. Осенью переход через 5° совершается более равномерно и разница дат на северо-востоке и юге составляет всего 6 дней (на юге переход происходит 3. X, на северо-востоке — 27. IX). Число дней с температурой выше $+5^\circ$ с севера на юг увеличивается от 135 до 150 дней.

Переход температуры через 10° весной наблюдается между 20 мая (на юге) и 2 июня (на севере). Осенью эти даты разнятся на 7 дней. На юге переход совершается 13—14. IX, на севере — 7—8. IX. Число дней с температурой выше 10° с севера на юг увеличивается от 95 до 115.

Абсолютная влажность в июле составляет 14,5—16,0 мб. Относительная влажность в 13 ч. колеблется в пределах 56—61%. При этом несколько больше увлажнение воздуха отмечается по долине Оби (60—61%).

Скорости ветра, как уже отмечалось, летом наименьшие и колеблются в пределах 2,3—3,5 м/сек. Но это не означает, что в отдельные дни сила ветра не может возрастать до 15—20 м/сек. Летом, так же как и зимой, преобладают ветры южной половины горизонта, но повторяемость их уменьшается за счет увеличения повторяемости ветров северных румбов. Например, повторяемость южных ветров составляет 10—25%, северных — 5—15%.

Суммы осадков за теплый период составляют 300—440 мм и распределяются по территории крайне неравномерно (рис. 3 и 4).

Таблица 4

Среднее месячное и годовое количество осадков (мм)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Теплый период	Холодный период	Год
Колпашево	19	11	14	16	32	51	71	71	45	35	35	20	321	99	420
Томск	33	22	27	27	43	61	76	68	46	51	55	39	372	176	548
Александровское	16	9	8	14	34	57	68	76	43	32	25	19	324	77	401
Тутало-Чулым	23	15	19	24	48	69	77	89	57	40	41	28	404	126	530
Напас	29	19	21	22	49	79	102	93	57	40	41	33	442	143	585
Ягыл-Яг	23	18	20	25	63	63	83	79	50	54	43	29	417	133	550
Пудино	21	13	16	18	40	61	80	76	51	36	32	24	362	106	468

1-848536

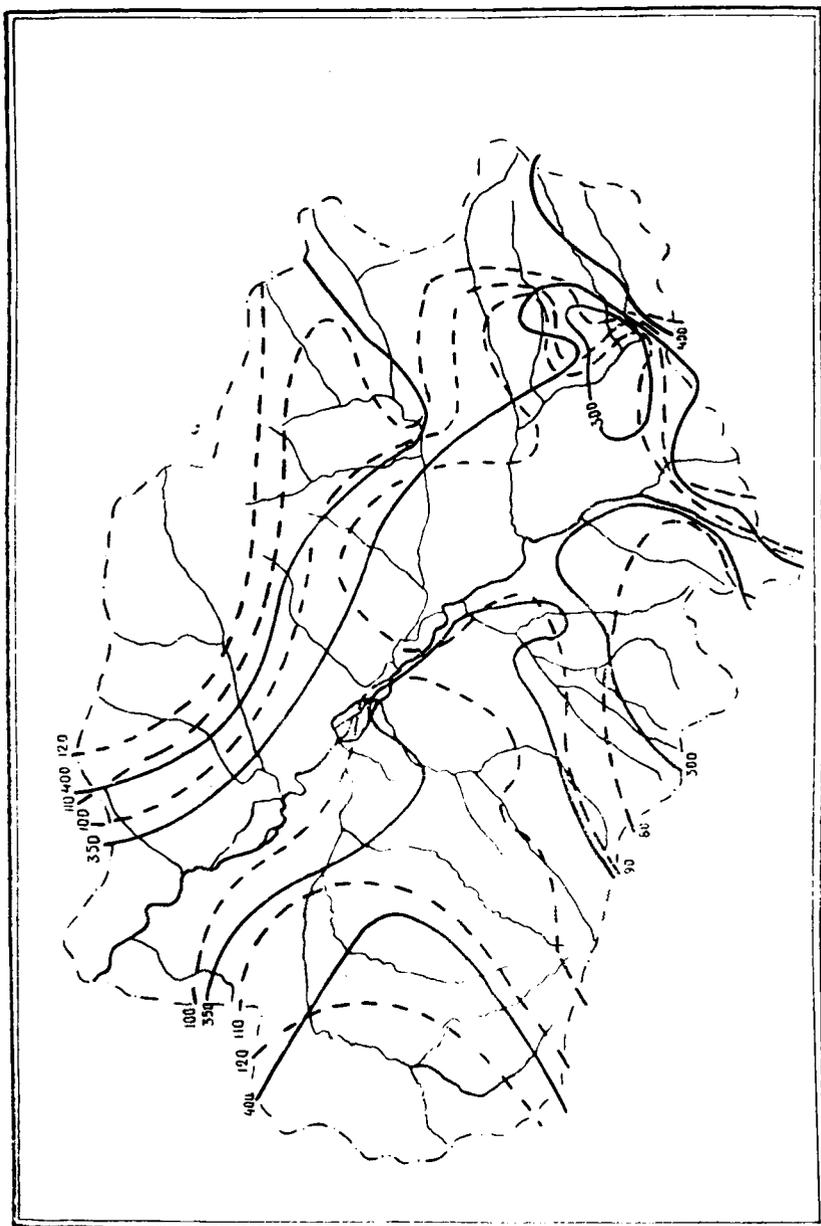


Рис. 3. Изогеты:
—— теплого периода,
----- сумм майско-июньских осадков

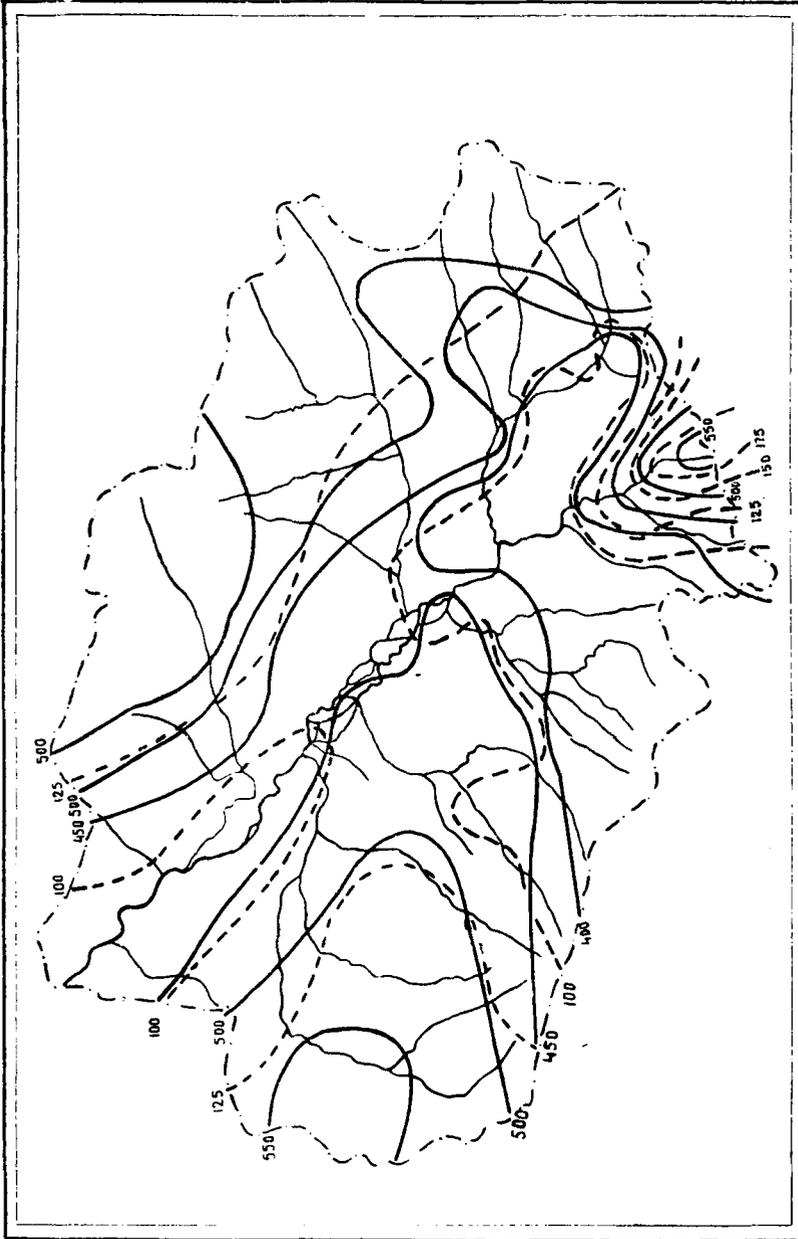


Рис. 4. Количество осадков.

— год,
--- холодный период

Наибольшее количество осадков (400 и более мм) выпадает на западе и северо-востоке. По долине Оби суммы осадков меньше 350 мм. На юго-западе, в верховьях рек Бакчар, Икса, Бакса, а также Пышкино-Троицком и Зыряновском районах сумма летних осадков меньше 300 мм. В Томском районе количество осадков увеличивается до 370 мм (рис. 3).

Анализ синоптических процессов, сопровождающихся осадками в наших районах, показал, что их можно разбить на три больших типа: 1) меридионально-циклонический, 2) широтно-циклонический и 3) антициклональный.

Первый тип делится на два подтипа: а) меридионально-циклонический над Западной Сибирью, б) меридионально-циклонический над ЕТС.

Второй тип делится на три подтипа: а) циклонический северных широт, б) циклонический средних широт, в) смешанный.

Повторяемость указанных типов процессов, обеспечивающих суммы осадков в пределах 5—10, 10—20, 20—30 мм, различна для разных градаций сумм. Это наглядно можно проиллюстрировать данными табл. 5.

Таблица 5

Повторяемость типов процессов для дней с различными суммами осадков			
Суммы осадков за день . . .	5—10	10—20	20—30
Тип процесса			
Меридионально-циклонический	31,1	51,0	81,2
Широтно-циклонический	57,7	26,0	6,2
Антициклональный	11,2	23,0	12,6

Таким образом, наиболее интенсивные осадки (20—30 мм в сутки) чаще всего выпадают при меридиональном типе процессов, наименее интенсивные (5—10 мм) — широтном.

Общие суммы выпавших за десятилетие осадков распределяются по типам и подтипам так, как указано в табл. 6.

Наибольшее число дней с осадками приходится на циклонические процессы северных широт, а наибольшая сумма осадков выпадает при меридионально-циклонических процессах над Западной Сибирью.

Томская область принадлежит к районам с достаточным увлажнением. Но в отдельные годы осадков может быть значительно меньше «нормы». За двадцатилетний период (1940—1960 гг.) в относительно сухие годы в Томске сумма осадков за год была меньше 350 мм (против 548 по «норме»). В сильно дождливые годы количество осадков возрастало до 750 мм в год. В июле и августе месячные суммы отдельных лет могут не превышать 15% среднемноголетних сумм; в мае и июне в засушливые годы выпадает всего 30—35% от среднемноголетней суммы осадков.

Засухи не характерны для Томской области, но в южных районах в отдельные годы дожди могут не выпадать в течение 20 и более дней подряд. Так, в течение 18 лет с 1942 по 1960 гг. было три бездождных

периода продолжительностью более 20 дней подряд (два в мае и один в июле). Сухие периоды продолжительностью от 10 до 20 дней подряд возможны почти каждый год.

Синоптические процессы, сопровождающиеся сухой погодой, могут быть различными. Чаще всего бездождные периоды связаны с прохождением азорских антициклонов, которые образуют полосу высокого давления в средних широтах ЕТС и Западной Сибири. При этом сухие периоды являются и очень теплыми. Такого типа засушливые периоды наиболее вероятны в июле. Нередко засушливые периоды обуславливаются стационарированием антициклонов в наших районах. Такого рода

Таблица 6

Название подтипов	Процент осадков, выпавших при подтипах процессов	Процент осадков, выпавших при типах процессов
Меридионально-циклонический над Западной Сибирью	34,3	
Меридионально-циклонический над ЕТС . . .	11,4	45,7
Циклонический северных широт	20,8	
Циклонический средних широт	9,5	34,8
Смешанный тип	4,5	
Антициклональный . . .	19,5	19,5

процессы могут быть в любом из месяцев теплого периода. Выходы южных циклонов по меридиональным траекториям также могут сопровождаться сухой и жаркой погодой в течение многих дней. Вероятнее всего такие процессы в июле.

В мае и июне, хотя и редко, засушливые периоды могут быть и при выходе на нашу территорию полярных антициклонов. Сухие периоды в этом случае совпадают с периодами низких температур.

Климатические условия осеннего периода

Осень в Томской области короткая, часто сухая и теплая. Осенний период длится около 1,5 месяцев — с первой декады сентября до последней декады октября. Переход к осени характеризуется снижением температуры до пределов ниже 10°C и началом заморозков. В конце сентября в некоторые годы выпадает снег, но держится всего несколько часов.

Осенние синоптические процессы носят переходный характер от летних к зимним. Преобладание летних процессов обуславливает высокий фон осенних температур и сухую погоду. Преобладание процессов, характерных для зимы, обуславливает холодную, дождливую осень.

Средние многолетние температуры октября колеблются в пределах — 1,4 (Напас) и 0°,6 (Томск). При этом апрельские температуры

ниже октябрьских. Наиболее высокая температура наблюдается на юге (Томск), наиболее низкая — на северо-востоке (Напас, Новый стан). От июля к октябрю происходит перестройка поля изотерм, приближающая термический режим осени к зимнему: наиболее низкие температуры смещаются на северо-восток, на юге начинается оформление двух относительно теплых гребней. Наряду с перестройкой сохраняется некоторое повышение температуры с запада на восток.

Колебания среднемесячных температур от года к году могут составлять 10 и более градусов. За 121 год самая высокая температура была отмечена в 1932 г. ($5,4^{\circ}\text{C}$), самая низкая в 1912 г. ($-5,8^{\circ}\text{C}$).

По всей области как в среднем за длительный период, так и от года к году октябрь холоднее сентября и теплее ноября. Октябрь теплее апреля на $0,9^{\circ}$, осень теплее весны на $0,5^{\circ}$, май теплее сентября на $1,4^{\circ}$, март теплее ноября на $0,9^{\circ}$.

В отдельные дни могут наблюдаться резкие отклонения температуры от среднемесячных. Так, в октябре абсолютный минимум на всех станциях ниже -25° , а в Ягыл-Яге даже ниже -35° . Абсолютный максимум колеблется от 20 до 25°C . Причиной таких резких колебаний является смена вторжений арктических и тропических воздушных масс, а также их трансформация под действием подстилающей поверхности.

Осенью, как и в другие сезоны, преобладающими являются ветры южной половины горизонта. Процент повторяемости южных ветров по территории изменяется от 20 до 40. Процент повторяемости северных ветров уменьшается до 5—10. Скорость ветра, как и весной, по территории колеблется в больших пределах. Наибольшая скорость отмечается в Томске ($5,4$ м/сек), Колпашеве ($6,6$ м/сек), наименьшая в Напасае ($2,4$ м/сек) и Ягыл-Яге ($2,6$ м/сек).

Абсолютная влажность снижается до $5,0$ — $5,5$ мб, относительная влажность составляет 70—75%. Количество осадков в октябре составляет 30—50 мм, в сентябре — 40—60 мм.

Часто переход от осеннего периода к зимнему происходит не резко. Между зимой и осенью наблюдается переходный период, который называют предзимьем. За его начало считают время образования первого еще неустойчивого снежного покрова, за конец — образование устойчивого покрова.

Появление первого еще неустойчивого снежного покрова в Томской области происходит в среднем 3.X на северо-востоке и 15—18.X на юге территории, на 5—10 дней раньше перехода средней суточной температуры воздуха через 0° . Отклонение от средней даты в ту и другую сторону составляет около двух декад.

Образование устойчивого снежного покрова связано с вторжением арктического воздуха с Северного Ледовитого океана в тылу серии циклонов и понижением его температуры в конце октября и начале ноября, в связи с замерзанием арктических морей. Оно бывает вызвано осадками, выпадающими в виде снега на холодных фронтах циклонов и на вторично-холодных фронтах внутри недавно вошедшей неустойчивой арктической массы воздуха, при отсутствии возможности приноса теплой воздушной массы с запада и юга. В среднем многолетнем выводе устойчивый снежный покров ложится в III декаду октября спустя 5—10 дней после перехода многолетней среднесуточной температуры воздуха через 0° , при понижении ее до $-3,5$; $-5,0$ и при температуре в 13 часов от -1 до -3° .

Ранний устойчивый снежный покров (на севере и северо-востоке 21—23.IX, на западе — 27.IX) обычно наблюдается в годы, когда в умеренные широты происходят арктические вторжения по двум направле-

ниям: во-первых, со стороны Норвежского или Баренцова морей, во-вторых, с Восточно-Сибирского моря; поздний (29.X на севере и 12—13.XI на юге) — при длительном преобладании над этими районами в осеннее время широтной циркуляции и сдвинутой арктического антициклона в американский сектор Арктики. Поздно устойчивый снежный покров чаще всего возникает в результате длительного, растянутого предзимья. Случаи, когда он устанавливается поздно за счет растянутой теплой осени, редки.

Таблица 7

Вероятность различных дат образования устойчивого снежного покрова в отдельные годы при определенных значениях многолетней средней (в %)

Станции	Многолетняя средняя дата образования устойчивого снежного покрова	Даты образования устойчивого снежного покрова в отдельные годы			
		1—15 X	16—31 X	1—15 XI	16—30 XI
Александровское	24.X	29	42	29	—
Ягыл-Яг	27.X	21	31	42	6
Пудино	30.X	6	35	53	6
Палочка	24.X	18	55	27	—
Томск	26.X	8	62	30	—

Продолжительность предзимья на большей части области около полумесяца и только на северо-востоке (Напас, Палочка) около декады.

Бывают годы (1931, 1950), когда предзимье отсутствует, и установление снежного покрова происходит одновременно во всех почвенно-растительных подзонах области. Тогда над Западной Сибирью, в момент образования устойчивого снежного покрова, циклоническая деятельность развивается на двух фронтах — полярном и арктическом, а на ЕТС и Среднюю Азию наблюдается вторжение арктического воздуха со стороны Норвежского или Баренцова морей. В другие годы (1933) предзимье может быть очень продолжительным (30—50 дней) с несколькими временными снежными покровами. Длительным обычно предзимье бывает при хорошо выраженной широтной циркуляции в осеннее время. Довольно часто наблюдаются существенные различия в продолжительности предзимья между отдельными частями Томской области. В общем, предзимье наиболее характерно для запада области, по направлению к востоку (Усть-Озерное) его повторяемость уменьшается до 45% от общего количества лет.

Во время предзимья в среднем наблюдается два временных снежных покрова. Повторяемость трех и более покровов не велика, кроме запада области (21% от общего количества лет).

Среднее число дней со снежным покровом в период предзимья 7—9, максимальное — от 14 на юге до 31 на севере; средняя их продолжительность от 3 до 5 дней, максимальная — от 13 (Васюганское, 1949 г.) до 22 дней (Александровское, 1938 г.); средняя высота — от 3

до 5 см, максимальная — на большей части территории 15 см, на севере (Александровское, 1938 г.) до 23 см.

Климатические условия зимнего периода

По средним многолетним данным зима на территории области начинается в последних числах октября. На севере эта дата совпадает с концом октября, на юге — с началом ноября. По ежегодным данным на северо-востоке зима может начинаться во второй половине октября, а на юге переход к зиме задерживается иногда до последней декады ноября. Начало зимнего периода знаменуется устойчивым переходом температуры через -5° , установлением снежного покрова, резким уменьшением месячных сумм осадков, увеличением повторяемости южных ветров.

Зима в Томской области характеризуется чрезвычайной устойчивостью отрицательных температур и снежного покрова.

Учитывая особенности нарастания снежного покрова в течение зимы и закономерности его размещения по территории, следует выделить два периода.

а). Период основного накопления снега и быстрого роста высоты снежного покрова. Он охватывает ноябрь, декабрь и январь (табл. 8). В это время наблюдается более быстрый рост снежного покрова от декады к декаде в восточной части области по сравнению с западной. Это объясняется сгущением траекторий циклонов (северо-западных, западных и юго-западных) к востоку от 84 меридиана. Кроме того над этими районами довольно часто отмечается углубление или новообразование циклонов.

Таблица 8

Высота снежного покрова на последний день декады (в поле)

№ и названия станций	Высота снежного покрова (см)																	
	ноябрь			декабрь			январь			февраль			март			апрель		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
1. Александровское	11	17	20	23	26	28	29	32	32	34	35	36	36	37	37	23	12	.
2. Васюганское	10	16	21	25	31	35	37	40	43	44	46	47	47	49	48	26	.	.
3. Напас	14	20	28	32	35	41	42	47	47	50	54	55	57	62	60	51	28	.
4. Томск	12	21	24	29	35	36	40	42	45	47	54	53	53	52	50	34	.	.
5. Пышкино-Троицкое	7	15	22	26	30	32	35	37	39	41	42	43	44	44	41	31	.	.
6. Центральный Полигон	21	29	33	37	42	46	51	54	55	60	60	61	61	63	61	47	28	.

б). Период значительного ослабления темпов роста высоты снежного покрова, достижение его наибольшей мощности, максимальных запасов воды в нем и значительного увеличения плотности. Он охватывает февраль и март. В этот период, в отличие от первого, темпы роста

3) Точка обозначает, что снежный покров наблюдался реже, чем в 50 лет.

снежного покрова несколько больше на западе области, так как над восточными районами усиливаются процессы антициклогенеза.

В среднем максимальной высоты снежный покров достигает во вторую декаду марта. В это время его высота в поле варьирует от 35 см⁴⁾ на юге, до 63—66 см на востоке, а запасы воды соответственно от 82

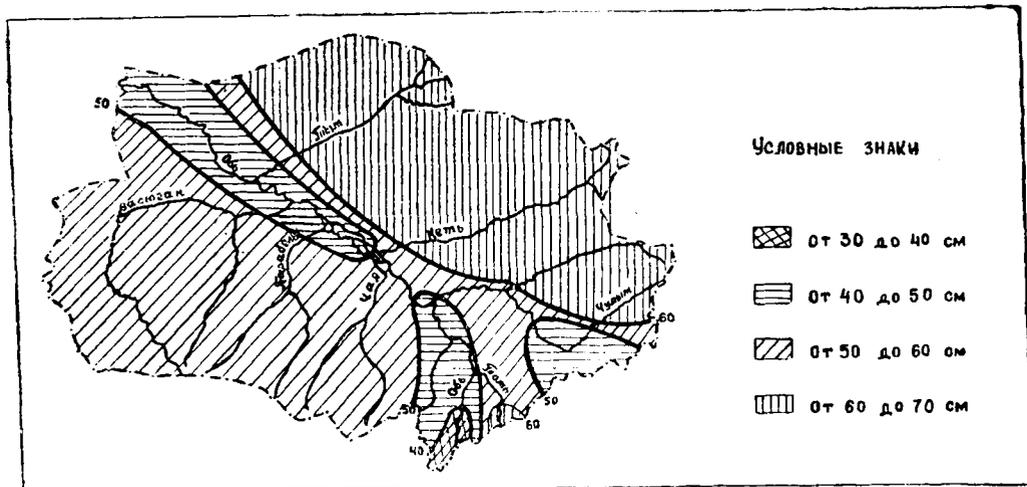


Рис. 5. Средняя из максимальных декадных высот за зиму за период с зимы 1935—36 по зиму 1959—60 гг. (по данным снегосъемки)

до 136 мм (рис. 5 и 6). Плотность снега в это время наибольшая в долине р. Оби (от 0,23 до 0,25). На остальной территории она изменяется от 0,22 до 0,20 (рис. 7). В защищенной местности высота снежного покрова значительно больше, чем в открытой (табл. 9). Наибольшие различия в высоте (35%) между открытым к защищенным участками на-

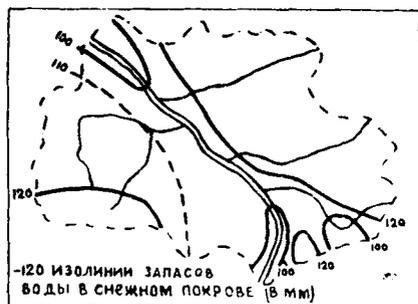


Рис. 6. ——— 120 изолинии запасов воды в снежном покрове (в мм).



Рис. 7. ——— 0,20 изолинии плотности снежного покрова.

блюдаются в подзоне осиново-березовых лесов, а наименьшие (23%) — в урманно-болотной. В кедрово-болотной подзоне они составляют 28%. По-видимому, снег, сдуваемый с открытых мест, больше проникает в продуваемый осиново-березовый лес, по сравнению с елово-пихтовым. В защищенной местности высота снежного покрова варьирует от 60 до 83 см.

⁴⁾ Высота снежного покрова, плотность и запасы высчитаны по данным снегосъемки за период с зимы 1935—36 года по зиму 1959—60 года.

От года к году максимальная высота снежного покрова может изменяться в больших пределах. При этом чем меньше ее средняя величина, тем больше ее изменчивость. На востоке, где ее средняя многолетняя величина 70—80 см (в защищенной местности), она может изменяться от 51 до 120 см при наибольшей повторяемости (77%) от 61 до 90 см. В поле обеспечена на 75% только 50 см высота. На западе, где ее средняя многолетняя величина от 60 до 70 см (в защищенной местности), она может изменяться от 41 до 100 см, при наибольшей повторяемости (66%) от 51 до 60 см.

Таблица 9

Станции	Запасы воды в снеге в декаду его наибольшей высоты (в поле)				Средняя из наибольших декадных высот за зиму для поля (в см)	Средняя из наибольших декадных высот за зиму для лесной поляны (в см)	
	средние многолетние в мм	наибольшие		наименьшие			
		мм	год	мм			год
Александровское	97	197	1940—41	55	1949—50	43	60
Васюганское	119	194	1940—41	81	1942—43	54	66
Каргасок	108	198	1946—47	58	1956—57	47	66
Колпашево	113	166	1935—36	82	1944—45	54	65
Кожевниково	82	196	1940—41	42	1948—49	34	—
Майск	114	184	1940—41	76	1942—43	57	—
Палочка	104	177	1940—41	51	1942—43	52	70
Пышкино-Троицкое	97	185	1940—41	57	1942—43	46	67
Пудино	106	218	1940—41	61	1944—45	53	61
Томск	123	174	1936—37	63	1957—58	56	75
Напас	—	—	—	—	—	63	75
Тутало-Чулым	—	—	—	—	—	63	83

В зависимости от величины максимальной высоты снежного покрова могут быть выделены среднеснежные, малоснежные и многоснежные зимы. Среднеснежной зимой мы считаем такую, когда отклонение максимальной высоты снежного покрова в ту или другую сторону от средней многолетней было менее или равно 20%; многоснежной — когда отклонение максимальной высоты снежного покрова от средней многолетней составляла более 20% в сторону ее увеличения, и малоснежной — когда отклонение составляло также более 20%, но только в сторону уменьшения ее.

В зависимости от характера распределения высоты снежного покрова по территории области выделяются следующие типы зим: а) многоснежные, б) малоснежные, в) среднеснежные, г) зимы с неравномерным распределением снежного покрова.

Тип I. Зима является многоснежной на всей территории или на ее большей части. Такого типа зимы, кроме положительных отклонений максимальной высоты снежного покрова от средней многолетней более чем на 20%, характеризуются положительными отклонениями температуры воздуха большинства зимних месяцев, значительными положительными отклонениями периода устойчивого снежного покрова, ранним его установлением, интенсивной циклонической деятельностью над

всей территории, наступлением максимальной высоты снежного покрова в средние многолетние сроки или позже их. Примером этого типа являются зимы 1940—41 и 1959—60 годов. Всего за рассмотренный нами 25-летний период (с зимы 1935—36 по 1959—60 гг.) этот тип повторялся 6 раз.

Тип II. Зима является малоснежной на всей территории или на ее большей части. Такого типа зимы, кроме отрицательных отклонений максимальной высоты снежного покрова от средней многолетней более чем на 20%, характеризуются или поздним установлением устойчивого снежного покрова или близким к средним многолетним срокам, ранним наступлением максимальной высоты и, как следствие, меньшей продолжительностью устойчивого снежного покрова, ослабленной циклонической деятельностью не только над изучаемой территорией, но и к северу от нее. Малоснежные зимы чаще бывают холодными, но могут быть и сравнительно теплыми. Примером этого типа является зима 1941—42, 1942—43, 1954—55 годов. За рассматриваемый период этот тип повторялся 6 раз.

Тип III. Зима является среднеснежной на большей части территории. В пределах Томской области такие зимы повторяются наиболее часто. За 25-летний период среднеснежной зима была 9 раз. Например, в 1951—52 г.

Тип IV. Зима с неравномерным распределением снежного покрова. За рассмотренный период их было три (в 1936—37, 1956—57 и 1957—58 гг.). В такие зимы часть территории имеет высоту снежного покрова, близкую к средней многолетней, но в ряде районов зима является малоснежной, в других, наоборот, многоснежной.

Таблица 10

Повторяемость типов зим в процентах от общего количества лет

Типы зим	Повторяемость их в процентах от общего количества лет
Многоснежная	24
Среднеснежная	36
Малоснежная	24
С неравномерным распределением снежного покрова.	12
Вне типа.	4

Зима 1958—59 г. характеризовалась необычным распределением снежного покрова, на севере области она была многоснежной, на юге — среднеснежной, поэтому она не отнесена нами ни к одному из рассмотренных выше типов.

Многоснежность и малоснежность зим определяется характером циркуляционных процессов.

Процессы, определяющие многоснежность зим Томской области, делятся на два типа: широтно-циклонический и меридионально-циклонический.

Первый тип делится на четыре подтипа.

Подтип I характеризуется тем, что над северными морями и северными широтами Евразии наблюдается активная циклоническая деятельность на арктическом фронте. Над Западной Сибирью циклоны не

опускаются южнее 65° с. ш. Южнее области низкого давления располагается область центров высокого давления. Эта область также имеет широтное простираение и составлена антициклонами, перемещающимися с запада на восток. Этот подтип по повторяемости равномерно распределяется по всем месяцам зимы.

На высотах над Западной Сибирью при этом типе имеют место северо-западные потоки.

Подтип II отличается от первого тем, что зона низкого давления располагается более широкой полосой и в большинстве случаев достигает районов Томской области. Расширение зоны объясняется тем, что наряду с активной циклонической деятельностью главного фронта над средними широтами имеет место развитие частных циклонов. Частные циклоны развиваются между $55-60^{\circ}$ с. ш. В некоторых случаях расширение зоны объясняется движением циклонов одновременно по северным и средним широтам. Высотные процессы те же, что и в первом случае.

В подтипе III наряду с активной циклонической деятельностью арктического фронта имеет место выход полярно-фронтальных циклонов в южные широты Западной Сибири. Иногда меридионально вытянутая зона, составленная южными циклонами, сливается с широтной зоной. В этих случаях вся Западная Сибирь занята циклонической деятельностью, а зона высокого давления смещена в районы Казахстана. Этот подтип чаще всего встречается в начале и конце зимы. На высотах преобладают западные потоки с небольшой южной слагающей.

Подтип IV называется нами ограниченно широтным, потому что область центров низкого давления, располагаясь над северными и средними широтами Западной Сибири, образует почти замкнутую зону, вытянутую к югу. Составлена эта область арктически-фронтальными циклонами, перемещающимися по северным и средним широтам.

Меридионально-циклонический тип процессов характеризуется тем, что над Западной Сибирью располагается зона низкого давления, вытянутая с севера на юг. Образуется она южными и исландскими циклонами. На высотных картах с районов Обской губы до Черного и Каспийского морей простирается хорошо выраженная ложбина. Часто (75% случаев) в этой ложбине оформляется замкнутая область холода.

Многоснежными могут быть зимы, когда меридиональная зона низкого давления располагается на ЕТС. На севере она обязательно сливается с широтно-циклонической зоной, частые циклоны от которой перемещаются по средним широтам Западной Сибири.

Синоптические процессы малоснежных зим делятся на три типа: широтно-антициклональный (I), меридионально-антициклональный (II) и меридионально-циклонический (III). В типе I выделяются два подтипа.

Процессы первого подтипа характеризуются тем, что широтно-вытянутая зона высокого давления проходит через Европу, Западную и Восточную Сибирь. На западе она образуется азорскими, на востоке — азиатскими антициклонами. По северным морям проходят центры циклонов. В отличие от подобного типа многоснежных зим циклоны проходят значительно севернее и частного циклогенеза не происходит.

Во втором подтипе циклонической деятельностью заняты только северные районы Европы, северные моря Атлантики и Средиземное море. Вся остальная территория подвержена влиянию антициклонов.

Тип II. Как показывает название, характеризуется наличием меридионально-вытянутой области высокого давления. Образуется эта область стационарными азиатскими антициклонами и полярными цент-

рами, перемещающимися по ультраполярным осям. Такие процессы могут наблюдаться во все месяцы зимнего сезона.

Тип III. Меридионально-вытянутая область низкого давления располагается над Западной Европой. В отличие от типа многоснежных зим здесь меридиональная область не сливается с широтной циклонической областью. На севере циклоны проходят лишь до районов Баренцова моря.

Над Западной Сибирью в этом типе располагаются хорошо развитые антициклоны. Иногда циклоническая зона перемещается на восток в районы Западной Сибири. Юго-восточные районы Западной Сибири и в этих случаях оказываются вне поля деятельности циклонов. Они находятся на западной периферии азиатских антициклонов.

На высотах потоки имеют северное или северо-восточное направление.

Этот тип характерен для всех месяцев календарной зимы.

Число дней со снежным покровом изменяется по области от 180 (Семеновские юрты) до 196 (Напас, Тутало-Чулым, Александровское). Таким образом, наиболее длительно снег залегает на северо-востоке. В южных районах снег лежит примерно на 15 дней меньше, чем в северных.

В среднемноголетнем выводе самым холодным месяцем является январь, температура которого колеблется по области в пределах от $-19,2$ до $-22,1$. Понижение температуры происходит с юго-запада и юго-востока на северо-восток. В южных районах, по долине Оби, наблюдается ложбина холода. Объясняется это тем, что на закономерное понижение температуры с северо-востока на юго-запад на юго-востоке накладывается повышение температуры, обусловленное высотой местности.

По ежегодным данным январь не всегда самый холодный месяц. Минимум температуры в году может перемещаться на декабрь (вероятность 31,5%) и февраль (вероятность 28,7%) и даже на ноябрь и март. При этом декабрь и февраль могут быть холоднее января на 5 и более градусов.

Средняя многолетняя температура вообще не является наиболее вероятной. Так, например, в Томске за 121 год с 1839 по 1960 гг. средняя январская температура колебалась от $-10,8$ (в 1925 г.) до $-29,3$ (в 1893 г.). Размах возможных колебаний средних температур зимних месяцев очень велик. Вероятность повышения январской температуры на 5° (по сравнению со средней многолетней) составляет 12,5%, а вероятность понижения температуры в тех же пределах — 10,8%. Это означает, что некоторые зимы могут быть очень холодными, а другие очень теплыми. Какой-либо закономерности в наступлении теплых и холодных зим нам установить не удалось.

Нужно отметить, что типы синоптических процессов, определяющие многоснежность зим, в основном остаются характерными для теплых зим, а типы, определяющие малоснежность зимы — для холодных.

В отдельные дни любого из зимних месяцев температуры могут опускаться ниже -45° . Абсолютный минимум всех месяцев календарной зимы ниже -52° . Наиболее низкие минимумы отмечаются на востоке (Тутало-Чулым -55°).

Абсолютный максимум всех зимних месяцев выше нуля по всем районам области. Даже в Напасае и Александровском в январе в отдельные дни температура может повышаться до $+2^{\circ}$. В Томске и в Пышкино-Троицком зимние температуры могут доходить до $+4^{\circ}\text{C}$. Наиболее вероятными температурами для всех зимних месяцев являются температуры в пределах -10 , -25° .

Относительная влажность в 13 часов во все зимние месяцы по территории области колеблется от 75 до 85%. Абсолютная влажность не превышает 1,5 мб.

Количество зимних осадков по территории распределяется неравномерно. Картина распределения сумм осадков холодного периода такая же, как и для годовых сумм, и мы ее анализировать не будем. Укажем лишь, что наименьшее количество осадков наблюдается в Александровском (77 мм), наибольшее — в Томске (176 мм). Соотношение зимних от годовых сумм колеблется в пределах 20—25%.

Преобладающими ветрами зимой являются южные и юго-западные. Повторяемость ветра двух этих направлений составляет более 50% (Томск — 54%, Тутало-Чулым — 57%, Васюган — 64%). Наименьшую повторяемость имеют ветры северной половины горизонта. Северные, северо-западные и северо-восточные ветры дуют не более чем в 20% случаев. Скорости зимних ветров колеблются в пределах 2,5 — 5,4 м/сек. Наибольшей силы ветер отмечается в Томске и Колпашеве (4—5 м/сек), наименьшей — Ягыл-Яге и Напасе (2,0—2,5 м/сек). Такое распределение скорости ветра определяется условиями местности. В Колпашеве преобладающие ветры совпадают по направлению с долиной Оби. В Томске усиление ветра связано с высоким положением станции.

Климатические условия весеннего периода

Началом весеннего периода является последняя декада марта. На крайнем северо-востоке зима задерживается до первой декады апреля.

Основными признаками конца зимних и начала весенних циркуляционных процессов являются: 1) ослабление азиатского центра действия; 2) медленное смещение арктического и полярного фронтов на север; 3) сокращение числа и интенсивности ультраполярных вторжений; 4) усиление интенсивности южных вторжений.

В климатическом отношении начало весны характеризуется целым рядом факторов. Уменьшается повторяемость ветров южной половины горизонта и несколько увеличивается повторяемость северных ветров. Температура от марта к апрелю повышается на 9,4°. В конце марта и начале апреля происходит переход среднесуточной температуры через —5°С (Томск 31/III, Напас 7/IV).

Резкая смена циркуляционных процессов на весенние приводит к тому, что в многолетнем периоде март всегда холоднее апреля. Колебание средней температуры от холодных лет к теплым в марте составляет 15°, а в апреле — уменьшается до 10°. Следовательно, весенние процессы более устойчивы, чем зимние. В первую половину весны происходит таяние устойчивого снежного покрова.

Высота снежного покрова уменьшается от 83—50 см (в защищенной местности) в начале апреля до нуля — в конце.

Обычно после достижения максимальной высоты в течение недели или декады происходит уплотнение снега, подтаивание и частичное или полное пропитывание водой, и только после этого начинается таяние.

Продолжительность таяния устойчивого снежного покрова (от наступления максимальных запасов воды до его разрушения) сокращается с северо-востока на юго-запад от 31 до 23 дней (табл. 11). В отдельные годы она может быть в два раза больше или в два раза меньше. В среднем многолетнем выводе таяние начинается в первой декаде апреля под действием радиации при среднесуточных температурах воздуха от —7 до —5° и при температуре в 13 часов от —4 до —1°.

Со второй половины первой декады апреля оно продолжается уже при положительных дневных температурах, а во вторую половину второй декады апреля и при положительных среднесуточных. Разрушение устойчивого снежного покрова происходит в конце апреля, спустя 5—7 дней после перехода средней суточной температуры через 0° , при повышении ее до 3° и при температуре в 13 часов от 4 до 7° . Разрушение устойчивого снежного покрова происходит на северо-востоке 30. IV—I. V, на остальной территории 24—26. IV. Раннее разрушение (с 3 по 10. IV) наблюдается в малоснежные или среднеснежные зимы при ранней теплой и дружной весне, а позднее (с 15 до 22. V) в многоснежные зимы при поздней или затяжной и холодной весне.

Таблица 11

Продолжительность (в днях) таяния снежного покрова весной

Метеорологическая станция	Средняя продолжительность периода			Общая продолжительность периода снеготаяния		
	уплотнения снежного покрова	таяния устойчивого снежного покрова	после зимья	средняя	максимальная	минимальная
Тутало-Чулым.	10	31	2	43	85(1918)	12(1943)
Напас.	10	30	9	49	83(1942)	18(1947)
Александровское . . .	10	26	14	50	108(1933)	14(1955)
Васюганское.	10	24	11	45	91(1950)	10(1945)
Чаинское опытное поле.	10	23	9	42	120(1940)	15(1951)
Томск.	19	26	7	43	104(1932)	11(1927)

В зависимости от погодных-синоптических условий в период таяния снежного покрова, а также по признаку преобладания одного из двух главных факторов таяния — солнечной радиации и теплоты воздуха, весны в Томской области бывают двух типов — адвективного и адвективно-радиационного.

При адвективном типе весны снеготаяние происходит за счет адвекции теплых масс воздуха, преимущественно в теплых секторах циклонов и частично по западной и северной периферии антициклонов, при пасмурной погоде, температуре воздуха выше 0° и при отсутствии прямой солнечной радиации. Адвективный тип весны наблюдается, когда широтная циркуляция нарушена над Восточной Европой и Западной Сибирью или над значительной частью этих территорий. Она может быть вызвана выходом в пределы Западной Сибири и ЕТС черноморских, каспийских и аральских циклонов или сравнительно большой активностью арктического антициклона, со стороны которого на север Западной Сибири и ЕТС заходит гребень и область низкого давления отодвигается к югу. В первом случае область низкого давления над Западной Сибирью сформирована как за счет циклонов полярного, так и арктического фронтов, во втором — только циклоническими сериями арктического фронта. Таяние снежного покрова обуславливается адвекцией теплого воздуха (с температурой до 3°) при прохождении теплых секторов арктических циклонов и от 4 до 11° при прохождении полярно-фронтальных и происходит при пасмурной и ветреной погоде.

Такие весны бывают большей частью ранними, отмечаются интенсивным таянием снежного покрова, иногда даже бурным (например, весна 1945 г.).

При адвективно-радиационном типе весны таяние снежного покрова происходит как за счет адвекции теплого воздуха, так и за счет радиации. Адвективно-радиационный тип весны наблюдается в годы с хорошо развитой меридиональной циркуляцией. Таяние снежного покрова в этом типе происходит то при погоде солнечной, характеризующейся слабоотрицательными температурами воздуха, то пасмурной с температурой выше 0° . Часто наблюдаются перерывы в таянии снежного покрова, вызванные вторжением холодного континентального арктического воздуха. Этот тип делится на два подтипа: а) с преобладанием адвективного фактора в таянии снега, его можно назвать собственно адвективно-радиационный и б) с преобладанием радиационного фактора, его можно назвать радиационно-адвективный.

Для адвективно-радиационного подтипа характерно большое разнообразие погод и частая их смена. При прохождении теплых секторов циклонов арктического фронта погода бывает ветреная, пасмурная, дождливая со слаболожительными дневными температурами и отрицательными ночными. При прохождении теплых секторов полярно-фронтальных циклонов наблюдается погода с умеренными ветрами без осадков, с низкой относительной влажностью воздуха (в 13 часов от 30 до 60%), с высокими дневными температурами, доходящими в полдень до $8-11^{\circ}$ и с положительными ночными. При адвекции теплого воздуха по западной и северной периферии антициклона чаще погода бывает ясная, с умеренными ветрами с отрицательными ночными и положительными дневными температурами, с низкой относительной влажностью. При холодной адвекции воздуха по восточной и южной перифериям антициклона таяние снега прекращается. Оно прекращается также, если над нашей территорией располагается ложбина, вытянутая в широтном направлении, отходящая от циклона, центр которого находится в Восточной Сибири. Тогда обычно наблюдается пасмурная и ветреная погода (скорость ветра до $15-16$ м/сек), с выпадением снега и низкими температурами воздуха даже в 13 часов (до -15° , 15. IV. 1947 г.). Эти погоды могут удерживаться по нескольку дней. Как следствие, в весны этого подтипа период таяния бывает значительно больше средней многолетней продолжительности (например, в 1941 г. на 20—25 дней). Интенсивность снеготаяния при этом подтипе очень изменчива во времени: она может быть и очень большой и совсем незначительной.

Радиационно-адвективный подтип весны наблюдается, когда на севере Евразии области высокого и низкого давления располагаются меридионально, а над юго-востоком Западной Сибири длительное время находится западная или северная периферия мощного высокого антициклона, сформированного в континентальном умеренном воздухе (1943, 1939, 1954 гг.).

Таяние снега в этом случае происходит как за счет радиации, поскольку все время наблюдается ясная безоблачная погода, так и за счет адвекции теплого воздуха (с температурой выше 0°), преимущественно по западной, реже по северной периферии антициклона. В весны этого подтипа таяние начинается в средние многолетние сроки или позже их; продолжительность периода таяния небольшая, осадки очень редки. Погодные условия бывают таковы: таяние начинается при умеренно ветреной и ясной погоде и отрицательных температурах воздуха, которые постепенно растут и в середине периода в 13 часов дости-

гают 8—11°, а в конце его 11—17°. В конце периода таяния даже ночные температуры становятся слаболожительными. Относительная влажность воздуха в течение всего периода таяния низкая, в отдельные дни в 13 часов она уменьшается до 30%. При таких погодных условиях интенсивность таяния велика, значительная часть снега испаряется. В Томской области наибольшей повторяемостью пользуется адвективно-радиационный подтип и адвективный тип, радиационно-адвективный подтип наблюдается редко.

В условиях континентального климата области часто наблюдается одновременно разрушение устойчивого снежного покрова и его окончательный сход. На западе такие весны составляют 35% от общего количества лет наблюдений, на севере — 25%.

В отдельные годы весной после разрушения устойчивого снежного покрова при временных понижениях температуры и выпадании снега образуется один или два временных неустойчивых снежных покрова, которые лежат один-два дня, реже больше (6 дней, Усть-Озерное, 1946 г., Александровское, 1934 г.). Число дней со снежным покровом в период послезимья значительно меньше по сравнению с предзимьем. Средняя высота снежных покровов 3—4 см, максимальная — до 19 см (Усть-Озерное, 1946 г.).

В среднем многолетнем выводе окончательный сход снежного покрова происходит в первую декаду мая. Отклонение от средней многолетней в ту и другую сторону составляет 20—25 дней. Самый ранний сход на юге и западе возможен 8—12 апреля, на севере и северо-востоке 14—18. IV (1932); самый поздний — соответственно 19—23. V и 28. V — 5. VI. Очень поздно произошел сход снежного покрова на значительной части территории в 1948, 1905 гг.

Средняя температура первого весеннего месяца колеблется в пределах от —0,4 до —2°,6. Понижение температуры на 2°,2 происходит с юго-запада на северо-восток. Изотермы имеют более четко выраженную широтность направления, чем в другие сезоны. Только на юге сохраняется вытянутая вдоль Оби ложбина холода. Градиент температуры несколько меньше, чем зимой (2°,2 против 2°,9 в январе). От апреля к маю температуры на всех станциях повышаются на 8—9°. Майские среднемесячные температуры изменяются от 5,0 на севере (Александровское) до 8°,9 — на юге (Вороново). В отдельные дни даже в мае температуры могут снижаться до —16 — —17° на юге и до —20° — на севере. В апреле абсолютный минимум колеблется между —30 и 36°C. В теплые весенние периоды, в отдельные дни, температуры могут повышаться в апреле до 24°, в мае — до 30—34°C. В мае по всей территории происходит переход температуры через +5° и на большей части территории через 10°. Переход через 5° в среднемноголетнем выводе в южных районах происходит в первой пятидневке, в северных — во второй декаде мая. Переход температуры через 10° на большей части территории совершается в последней декаде мая и лишь в крайних северных районах — в первой пятидневке июня.

Таким образом, в весенние месяцы происходит очень быстрый прогрев воздуха и почвы. Если в апреле на всех глубинах температура почвы отрицательная, то в мае во всех типах почв и на всех глубинах — положительная. На глубине 40 см в мае температура колеблется в пределах +1,1—2°,8C. На глубине 80 см температура меняется от 0,5 до 1°,4C. В отдельные годы весной могут наблюдаться значительные отклонения температуры от многолетней средней. Так, если «норма» апреля в Томске — 0°,6, то с 1839 по 1960 гг. ежегодные средние колебались между —6,4 и +6°,3C. Размах колебаний составляет 12°,7.

В мае, при «норме» $8,4^{\circ}$, средняя ежегодная колебалась от $13,7^{\circ}$ до 3° ,1С. Интересно отметить, что за период с 1946 по 1959 гг., весной не было ни одного очень холодного месяца. Восемь месяцев из 22 были очень теплыми, остальные или теплыми, или в пределах нормы. По этой причине нами рассматриваются только типы процессов теплых весен. Для холодных весен такая типизация пока не проведена. Так как температура в течение весенних месяцев меняется очень интенсивно, то для выделения теплых и холодных периодов выбирались различные пределы температуры для первых и вторых половин месяцев. Теплыми периодами в первой половине апреля считались дни с температурой выше 5° , во второй — выше 10° . В первой половине мая теплыми считались периоды с температурой выше 15, во второй — выше 20° .

Процессы теплых весен разделены на три типа.

Тип I — широтно-циклонический. Зона низкого давления прослеживается от Атлантики до Восточной Сибири. При крайнем северном положении зона может занимать только районы морей; при крайнем южном — опускаться до широты 50° . Значительное расширение зоны к югу определяется движением циклонов одновременно по нескольким траекториям. При быстрых смещениях циклоны могут достигать районов Верхоянска. Южнее зоны низкого давления располагается зона высокого давления, образованная азорскими центрами, смещающимися на восток до районов Западной и Восточной Сибири. На востоке в эту зону могут входить полярные центры. Высокие температуры могут быть обусловлены вхождением воздуха в теплых секторах циклонов. В некоторых случаях (особенно в мае) повышенный фон температур связан с прогревом воздуха в стационарных антициклонах.

Тип II. В отличие от первого типа широтная зона высокого давления, составленная азорскими центрами, нарушена вхождением полярных центров высокого давления. В результате широтная зона имеет небольшой «гребень», вытянутый по меридиану. Циклоническая зона расположена над северными морями и делится на две зоны: одна над Западной Сибирью, другая над Европой. Над южными морями располагается вторая зона низкого давления, сформированная южными циклонами. Высокие температуры обусловлены или прогревом арктического воздуха в медленно смещающихся антициклонах, или вторжением прогретого умеренного воздуха в ядрах азорских антициклонов.

Тип III. Характеризуется быстрыми вторжениями черноморских циклонов в пределы юга Западной Сибири. Поэтому зона низкого давления вытянута с юго-запада на северо-восток. В теплых секторах этих циклонов входит тропический воздух, повышающий температуру даже в апреле до $+15^{\circ}$. На юго-востоке Западной Сибири и над Казахстаном располагаются малоподвижные области высокого давления, по западной периферии которых также происходит заток теплых масс. Европа занята полярными областями высокого давления, смещающимися почти с севера на юг. При этом типе в апреле температура повышается до $10-15^{\circ}$, в мае, как правило, она бывает выше 20° . Теплыми весны могут быть в тех случаях, когда южные циклоны выходят на ЕТС, а районы Западной Сибири заняты стационарными антициклонами.

Относительная влажность в апреле составляет 50—55%. В мае относительная влажность на всех станциях имеет наименьшее в году значение, правда, по сравнению с апрельской она снижается всего на 2—3%.

Абсолютная влажность в апреле составляет 3,5—4,0 мб, в мае — 6—7 мб.

Сумма апрельских осадков колеблется в пределах 15—25 мм, в мае увеличивается до 30—50 мм. Распределение весенних осадков по территории такое же, как и в теплый период.

Климатическое районирование Томской области

В пределах Томской области выделяется 8 климатических районов. Границы районов показаны на рис. 8. Ниже приводится краткая характеристика климата каждого из районов.

I район характеризуется резким понижением зимних температур с запада на восток. Изменение температуры в этом направлении в пределах области составляет более чем $1,5^{\circ}\text{C}$ (от $-20,0$ до $-22,5^{\circ}\text{C}$). Летом градиент температуры направлен с юга на север и изменение температуры во всем районе слабое (в пределах $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$). Средняя многолетняя температура июля с юга на север понижается от $18,0$ до $17,3^{\circ}\text{C}$. Осенью температуры колеблются в пределах $+1,0-+1,5^{\circ}\text{C}$, весной — $-2,0; -2,5^{\circ}\text{C}$. Среднегодовая температура ниже $-2,5^{\circ}\text{C}$. Максимальные средние июльские температуры изменяются от $20,5$ на западе до $21,5^{\circ}\text{C}$ на востоке. Градиент средних максимальных температур направлен с юго-востока на северо-запад. Как и все другие районы, этот район очень хорошо выделяется в режиме минимальных температур. Средние январские температуры резко понижаются с запада на восток (от $-25,3$ в Александровском до $-27,0^{\circ}\text{C}$ на крайнем северо-востоке). Средние июльские минимальные температуры распределяются по территории равномерно и составляют $11,5-12,0^{\circ}\text{C}$. Градиент и в западных, и в восточных районах направлен от реки Оби, почти перпендикулярно к ее руслу. Весной температура переходит через 0° между 23 и 26 апреля, осенью между 10 и 12 октября. Число дней с температурой воздуха выше 0° — $170-175$.

Через 5° температура переходит весной между 11 и 17 мая, осенью $28-29$ сентября. Число дней с температурой выше 5° с севера на юг увеличивается от 135 до 140. Переход температуры через 10° весной происходит между 29 мая и 4 июня, осенью между 8 и 10 сентября. Число дней в этих пределах с юга на север уменьшается от 103 до 95.

Годовая сумма осадков составляет $400-450$ мм, увеличиваясь от Оби к западу и к востоку. Сумма осадков теплого периода (IV—X) вдоль р. Оби составляет $330-324$ мм, на западе и востоке — 350 мм. Сумма майско-июньских осадков — $90-100$ мм.

Устойчивый снежный покров в среднем образуется между 22 и 26 октября, разрушается между 25—28 апреля. Число дней со снежным покровом возрастает с юга на север от 184 до 195. Высота снежного покрова по долине Оби в защищенной местности составляет $55-56$ см, на востоке и западе возрастает до 60 см, соответственно в поле — от $43-44$ см до 50 см. Плотность снега в декаду максимальной высоты изменяется от $0,23$ до $0,24$, запасы воды в эту же декаду — от 110 до 93 мм. За двадцатипятилетний период (с зимы 1935—36 г. по зиму 1959—60 г.) высота снежного покрова в Александровском изменялась от 29 до 71 см, а запасы воды от 55 до 197 мм.

Весной заморозки в среднем заканчиваются около 28 мая, осенью начинаются между 11 и 20 сентября. Длительность безморозного периода в среднем уменьшается с юга на север от 115 до 105 дней. В отдельные годы весной заморозки могут наблюдаться до 15 июня, а осенью начинаться 2 сентября. Продолжительность безморозного периода в некоторые годы может сократиться до 100 и менее дней.

II район. Средняя январская температура понижается с запада на восток от $-20,0$ до $-21,0^{\circ}\text{C}$. В июле средняя температура по террито-

рин района меняются в пределах 0,4 от 17,0 до 17,4. Апрельские температуры понижаются с юго-запада на северо-восток от $-0,7$ до $-1,3$, осенью понижение в том же направлении составляет всего $0,1$ (от $-0,4$ до $-0,5$). Среднегодовые температуры колеблются в пределах $-1,5$ — $-2,0$. Максимальная средняя январская температура от $-17,7$ на юго-западе до $-19,0$ на северо-востоке района. Максимальная средняя июльская температура колеблется в пределах $20,5$ — $21,2$. Средняя максимальная температура в январе понижается с северо-запада на юго-восток от $-25,5$ до $-26,5$. В июле понижение средней минимальной температуры происходит с северо-востока на юго-запад. В этом направлении средний минимум изменяется от $12,0$ до $9,5$. Через 0° весной температура переходит между 15—20 апреля, осенью — 16 октября. Число дней с температурой выше 0° — 180. Через 5° весной температура переходит между 6 и 8 мая, осенью между 28—30 сентября. Число дней с температурой выше 5° равно 145.

Годовое количество осадков возрастает от 460 на востоке до 550 мм на западе. Осадки теплого периода составляют 350—400 мм, майско-июньские — 100—120 мм. Распределение летних и майско-июньских осадков такое же, как и в среднем за год.

Устойчивый снежный покров в среднем образуется в последнюю пентаду октября, а разрушается 24—25. IV. Отклонение в ту и другую сторону составляет больше двух декад. Число дней со снежным покровом велико 186—188. Максимальная высота снежного покрова, возрастающая с востока на запад, варьирует от 60 до 68 см в защищенной местности и 50—59 см в поле. В многоснежные зимы в поле возрастает до 70—88 см, в малоснежные бывает всего 30—40 см.

Запасы воды изменяются от 110 до 130 мм. Основной рост высоты снежного покрова происходит в ноябре и декабре месяце. При этом он или одинаков в названных месяцах или в декабре он больше, чем в ноябре, а в феврале больше, чем в январе. Плотность снега даже в поле небольшая, от 0,19 до 0,22. Растет она по направлению к востоку.

Последний мороз весной в среднем отмечается 26 мая, первый осенью — 12—19 сентября. Продолжительность безморозного периода в среднем 108—115 дней.

Относительная влажность в июле 59%.

III район. Январские изотермы имеют в этом районе строго широтное направление. Очень большой градиент температуры направлен с юга на север. От южных до северных границ температура изменяется более чем на $1,5^\circ\text{C}$ (от $-20,5$ до $-22,1$). Максимальная средняя января -13 , -14° , минимальная -31 , -33° . Градиент июльских изотерм направлен так же, как и в январе, величина его здесь больше, чем в других районах, но меньше, чем зимой. В пределах района средняя температура июля изменяется на 1°C от $18,3$ на юге до $17,3$ на севере. Максимальная средняя июля 21 — 22° , минимальная 11 — 13° . Апрельские температуры составляют $-1,5$, $-2,4^\circ\text{C}$, октябрьские — $0,2$, $1,5$. Осенние изотермы направлены с северо-запада на юго-восток. Среднегодовая температура изменяется от $-1,5$ до $-2,4^\circ\text{C}$. Температура переходит через 0° весной между 20 и 24. IV, осенью — между 12 и 15. X. Число дней с температурой выше 0° равно 175. Через 5° температура переходит весной между 9 и 13. V, осенью между 26 и 30. IX, число дней с температурой выше 5° равно 140.

Количество осадков как по периодам, так и за год возрастает с юго-запада на северо-восток и составляет в среднем за год 420—550 мм, за теплый период — 320—410 мм, за период май — июнь — 80—120 мм.

Устойчивый снежный покров в среднем образуется 20 октября на северо-востоке и 24 октября на юго-западе. Наиболее раннее его установление по ежегодным данным приходится на первую декаду октября, самое позднее — на конец первой декады ноября. Разрушается в среднем между 24—30 апреля, в ранние и теплые весны — в первую декаду апреля, в поздние и холодные — в конце второй и начале третьей декады мая. Число дней со снежным покровом в среднем 184—196. Высота его возрастает с запада на восток от 60 до 66 см в поле и от 70 до 82 в защищенной местности. В местах сильных вырубок леса она меньше (Палочка — 52 см). Запасы воды на большей части территории изменяются от 120 до 130 мм (рис. 6). Основной рост высоты снежного покрова происходит в ноябре. От ноября к марту он уменьшается. В феврале по сравнению с январем он меньше в два раза. В декаду максимальной высоты снег имеет небольшую плотность (от 0,19 до 0,20).

Последний весенний мороз приходится на 25—29.V, первый осенний — на вторую декаду сентября. Осенью наступление морозов на западе по сравнению с востоком запаздывает на 10 дней. Продолжительность безморозного периода в среднем равна 105—118 дням и возрастает с востока на запад. Относительная влажность летом колеблется от 56 до 60%, возрастая в направлении к Оби.

IV район. Среднеянварские температуры -20°C , среднеиюльские около $16,3^{\circ}$, градиенты крайне слабы и летом и зимой. В апреле средняя температура около $-1,0^{\circ}$, в октябре $-0,2$, $-0,5^{\circ}$. Среднегодовая температура $-1,5^{\circ}\text{C}$: Весной температура переходит через 0° между 15 и 20.IV, осенью между 13 и 15.X. Число дней с температурой выше 0° около 180. Через 5° весной температура переходит между 5 и 10 апреля, осенью — в последних числах сентября, число дней с температурой выше 5° — 145.

Годовое количество осадков 420—460 мм, за теплый период — 320—330 мм, за май — июнь — 80—95 мм, причем количество осадков возрастает с северо-запада на юго-восток.

Устойчивый снежный покров образуется в среднем около 26 октября, разрушается между 20—26 апреля. Число дней со снежным покровом 183—188. Максимальная высота снежного покрова возрастает с запада на восток от 56 до 66 в защищенной местности и от 45 до 55 см в поле. Запасы воды изменяются в этом же направлении от 100 до 121 мм, плотность от $-0,22$ до $0,25$. Значителен перенос снега, обусловленный частой повторяемостью сильных ветров. Ход накопления снега аналогичен III району.

Последний мороз весной отмечается 25—30 мая. Дата первого мороза осенью колеблется в широких пределах. Если на юго-востоке первый мороз отмечается в конце августа, то на северо-западе — 20 сентября, соответственно чему продолжительность безморозного периода уменьшается от 95 на юго-востоке до 118 дней в районе Колпашева.

V район. Январские температуры $-19,5$, $-20,0^{\circ}\text{C}$, июльские около $18,5^{\circ}$. В апреле средние температуры понижаются с юга на север от $-0,5$ до $-1,0^{\circ}$. В октябре в том же направлении — от $0,0$ до $0,7^{\circ}$. Среднегодовая температура колеблется от $-1,0$ до $-1,5^{\circ}\text{C}$. Весной температура переходит через 0° между 12 и 17 апреля, осенью между 15—19 октября. Число дней с температурой больше 0° равно 180. Число дней с температурой больше 5° равно 145. Осенью температура через 0° переходит в конце сентября, весной — между 5 и 8 мая.

Количество осадков за год 500—530 мм, за теплый период — 400—420 мм, за май — июнь — 117 мм, причем сумма осадков резко возрастает с запада на восток.

Устойчивый снежный покров в среднем образуется между 24 и 28 октября, разрушается в первых числах мая. Число дней со снежным покровом возрастает с запада на восток от 190 до 196. Район отличается наибольшими высотами снежного покрова (от 60 до 70 см в поле и от 67 до 83 см в защищенной местности). В малоснежные зимы в поле высота не бывает меньше 45 см, а в особо многоснежные — больше одного метра. Так же, как и осадки, запасы воды возрастают с запада на восток от 110 до 136 мм, плотность снега изменяется от 0,21 до 0,19.

Последний мороз отмечается весной между 25 и 31 мая, первый мороз осенью 30. VIII. Продолжительность безморозного периода 90—100 дней. Относительная влажность летом около 56%.

VI район. Январские температуры выше — 20,0, но ниже — 19,0°. Градиент направлен с юго-запада на северо-восток. Градиент июльских температур направлен так же, как и зимний. Средняя июльская температура 17,0—17,2°. Апрельские температуры — 0,4 — — 1,0°, средние октябрьские температуры положительны и составляют 0,3°С. Среднегодовая температура — — 1,0 до — 1,5°С.

Максимальные средние температуры января — 18,0, — 19,0°, июльские — 21,0—22,0°. Минимальные соответственно от — 25,5 до — 27,0° и 13,0°—13,2°. Через 0° температура переходит между 17 и 18 апреля и 17 октября. Число дней с температурой выше 0° равно 182. Через 5° переход совершается 3—6 мая и 29. IX — 3. X. Число дней с температурой выше 5° — 145—150.

По количеству осадков этот район самый сухой. Среднегодовая сумма осадков составляет 390—400 мм. Количество осадков за теплый период равно 300—350 мм, майско-июньские осадки составляют 80—100 мм.

Устойчивый снежный покров в среднем образуется 28—30 октября. По ежегодным данным возможны отклонения в ту и другую сторону на две недели. Разрушается в среднем в последнюю пентаду апреля, наиболее рано — 8—10 апреля, наиболее поздно — 19—20 мая. Число дней со снежным покровом 185. Высота около 60 см в защищенной местности, 40—50 см в поле, запасы воды от 110 до 100 мм, в районе Пышкино-Троицком менее 100 мм. В очень малоснежные зимы в поле высота бывает менее 30 см, а запасы воды менее 60 мм (1942—43 гг.). Плотность снежного покрова большая, от 0,20 до 0,25. Перенос снега значителен, ход его накопления аналогичен III району. Весной последний мороз отмечается между 22—26 мая, осенью первый мороз между 12 и 19 сентября. Продолжительность безморозного периода возрастает с запада на восток от 105 до 115 дней.

Относительная влажность летом около 60%.

VII район. Средние январские температуры — 20,5°, средние июльские 17,5—18,0°С. Зимой в этом районе изотерма — 20,0°С образует ложбину холода, летом изотермы идут меридионально, давая самый большой градиент температуры.

Средняя апреля — 0,7°С, средняя октября + 0,1 — + 0,7°С. Среднегодовые — 0,6 — — 1,6°С. Через 0° температура переходит 17—19 апреля и 17—19 октября. Число дней с температурой выше 0° 180—184. Даты перехода через 5° — весной 2—5 мая, осенью — 3 октября. Число дней с температурой выше 5° равно 150.

Годовое количество осадков 390—400 мм, за теплый период выпадает 270—300 мм, за май — июнь — 80—90 мм.

Устойчивый снежный покров образуется 31—27 октября, сходит — 21—25 апреля. Число дней со снежным покровом 183—185. Высота

снежного покрова в долинах рек значительно меньше водораздельных пространств. Так, в Бакчаре в поле — 41 см, в междуречье Иксы и Шегарки до 50 см, в долине реки Оби (Кожевниково) — 35 см, соответственно запасы воды в снежном покрове изменяются от 110 до 87 мм, а плотность снега от 0,22 (Бакчар) до 0,25 в долине реки Оби.

Последний мороз весной отмечается 18—20 мая, первый осенью — 18—22 сентября. Продолжительность безморозного периода 117—126 дней. Относительная влажность в июле около 60%.

VIII район. Самые высокие средние январские температуры (—19,5) отмечаются в этом районе и обуславливаются инверсиями. Июльские температуры 18,1—18,5°C, апрельские — 0,5, октябрьские +0,5. Среднегодовая — 0,6°C. Максимальные средние январские температуры —10,8, июльские 23,0. Соответственно минимальные —29,3 и 12,0—12,5. Через 0° температура проходит около 18 апреля и около 18 октября. Число дней с температурой выше 0°C 182. Через 5° переход совершается 5 мая и 1 октября. Число дней с температурой выше 5°C 148.

Количество осадков велико. За год они составляют 500—550 мм, за теплый период — более 370 мм, за май — июнь — более 100 мм.

Устойчивый снежный покров в среднем образуется 26 октября, разрушается 26 апреля. Число дней со снежным покровом 187. Максимальная высота снежного покрова в поле от 50 до 63 см. В многоснежные годы она бывает до 86 см, в очень малоснежные — всего 30 см. Запасы воды от 110 до 135 мм, плотность снежного покрова около 0,23. Перенос снега значителен.

Последний мороз отмечается 25 мая, первый — 9—18 сентября, причем дата наступления запаздывает с востока на запад почти на 10 дней. Длина безморозного периода 105—115 дней. Относительная влажность летом 56—60%.

Работа выполнена по материалам ЗСУГМС.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Н. В. РУТКОВСКАЯ, Л. Н. ОКИШЕВА

В 1964 году в Центральном институте прогнозов была произведена обработка материалов снегосъемок по высоте снежного покрова для Азиатской части СССР за период с 1941 г. по 1960 г. При обработке удлинение рядов производилось «путем снятия недостающих данных с ежегодных карт» (В. Н. Пупков, 1964, стр. 34).

Нами была произведена обработка материалов снегосъемок станций и постов Западно-Сибирского, Омского, Красноярского, Уральского и Казахского УГМС для Западно-Сибирской низменности методом отношений с помощью графиков корреляционной зависимости¹⁾ для поля за период с зимы 1935—36 года по зиму 1962—63 года и лес под кронами деревьев за период с зимы 1940—41 года по зиму 1962—63 года. Осреднение высоты снежного покрова за указанные периоды также производилось обычным подсчетом средней величины для каждой станции.

После обработки материалов В. Н. Пупковым была составлена карта средней из наибольших за зиму значений декадной высоты снежного покрова с 1941 по 1960 год. «Для открытых районов на карту наносились результаты снегосъемок на полевых участках, для лесных — результаты снегосъемок в лесу под кронами деревьев» (В. Н. Пупков, 1964, стр. 34). Методика проведения изолиний автором статьи не освещается, хотя общезвестно, что разница в высоте снежного покрова в поле и в лесу весьма значительна.

Нам представляется более целесообразным по материалам снегосъемки составление двух параллельных карт. Одной — на открытой местности для всей Западно-Сибирской низменности²⁾, второй — для лесной зоны по результатам снегосъемок в лесу под кронами деревьев. В лесной зоне открытые, не облесенные пространства занимают большую площадь³⁾ и по мере освоения территории будут еще увеличиваться. Знание закономерностей распределения снежного покрова в открытой местности необходимо как для нужд сельского хозяйства, так и для транспорта и строительства. Очевидно, и запасы воды в снежном

¹⁾ Примеры графиков имеются в работе Н. В. Рутковской (1957).

²⁾ Такая карта имеется в работе Н. В. Рутковской (в печати).

³⁾ Согласно карте облесенности СССР Ф. Н. Милькова (1964) процент леса ко всей площади в пределах большей части Западно-Сибирской таежной области изменяется от 5 до 40.

ЗОНА ТАЙГИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

МАСШТАБ 1 : 8000000

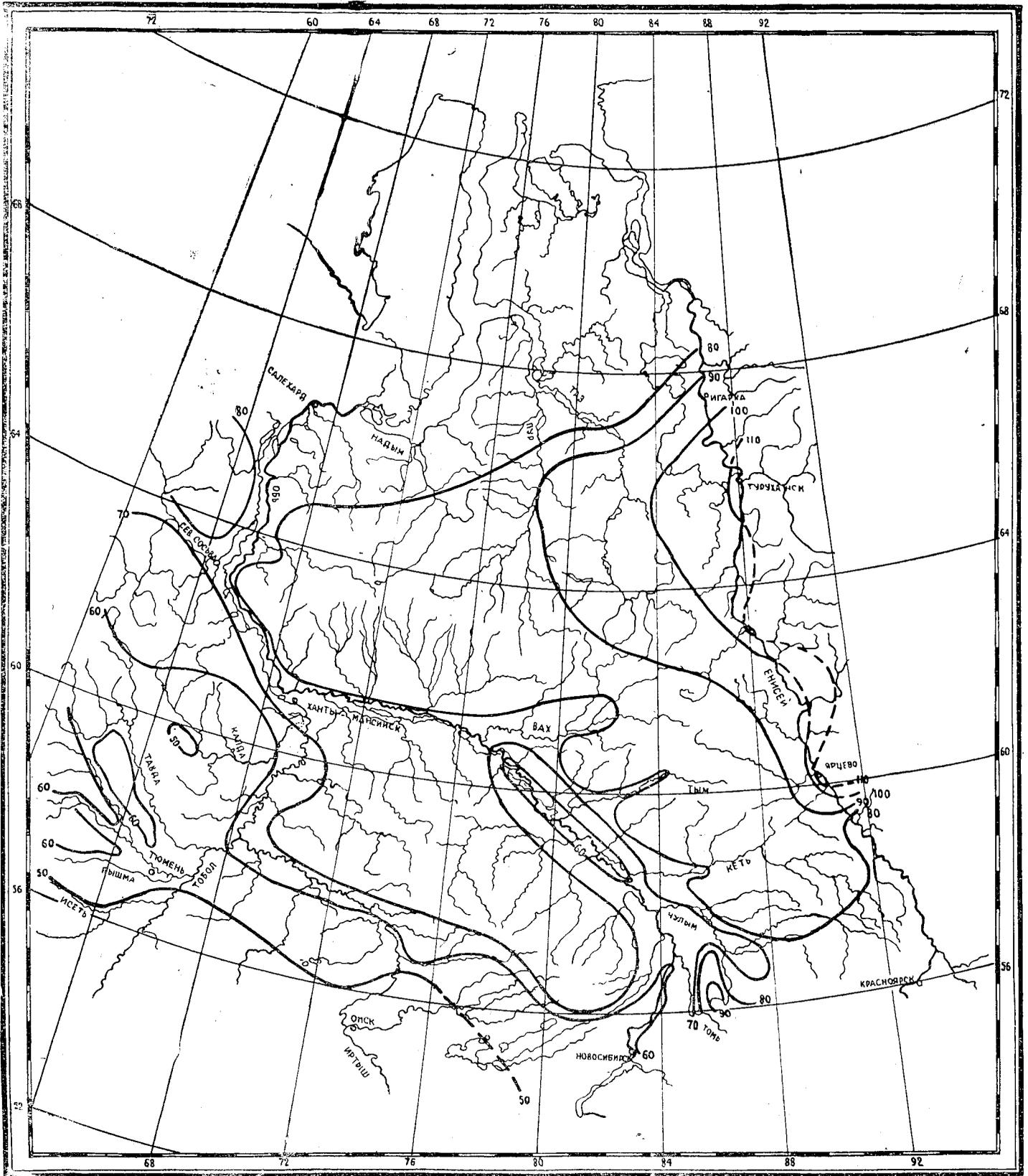


Рис. 1. Средние из наибольших за зиму значений декадной высоты (в см) снежного покрова (с зимы 1940—41 по зиму 1962—63 гг. по данным снегосъемки лес под кронами деревьев

поюкрове на большой площади можно рассчитать более точно, пользуясь картами облесенности территории и высоты снежного покрова в в поле и в лесу под кронами деревьев.

1. Оценка имеющегося материала и методика составления карт

Анализ сведений о полевых и лесных снегомерных участках и материалов измерения высоты снежного покрова показал, что большинство их являются репрезентативными (88% от общего числа). Надувание или сдувание снега наблюдается на полевых снегомерных участках, расположенных в тундре и лесотундре, на юго-востоке или ююго-западе лесостепи и степи.

Чтобы получить больше данных, вычерчивались графики корреляционной зависимости между высотами для поля — лес под кронами и поляна — лес под кронами как для одной и той же станции, так и для близлежащих, имеющих сходные физико-географические условия. Коэффициент корреляции для таких графиков высок. Он изменяется от 0,085 до 0,95. При построении карты высоты снежного покрова (рис. 1) были использованы данные 225 снегомерных участков лес под кронами и 202 — полевых. Из этого числа к 23-летнему периоду было приведено 160 лесных и все полевые. Распределение их по ландшафтным зонам и подзонам иллюстрирует табл. 1.

Таблица 1

Зоны и подзоны ⁴⁾	Лес под кронами		Поле
	Всего	приведенные	приведенные
Лесотундра	4	1	3
Ссеверотаежная	22	12	5
Ссреднетаежная	43	32	10
Ююжнетаежная	95	76	82
Ссосново-мелколиственных лесов	49	30	49
Ллесостепь	12	9	53

В северотаежной подзоне 10 станций имеют не полные ряды или по причине значительной удаленности от длиннорядных станций ((Толька, Тарко-Сале, Надым, Таз, Вар-Еган)⁵⁾; или слишком коротких рядов (Халесовая, Нумто, Саранпауль, Шаркалы, Октябрьское). При составлении карты материалы этих станций учитывались ввиду редкой метеорологической сети в этой подзоне.

Построение карты (рис. 1) производилось на гипсометрической основе. При проведении изолиний был применен метод географической интерполяции⁶⁾. Закономерности распределения снежного покрова на карте (рис. 1) подтверждаются циркуляционными процессами, которые освещаются в работах К. И. Поповой и Н. В. Рутковской (1960), В. В. Орловой (1962), А. П. Сляднева (1964).

Чтобы выявить соотношения между средними значениями высоты снежного покрова с возможными колебаниями от года к году были вы-

⁴⁾ Границы ландшафтных зон и подзон взяты по Н. И. Михайлову и Н. А. Гвоздецкому и нанесены на карту (рис. 2).

⁵⁾ Период наблюдений на этих станциях от 12 до 15 лет.

⁶⁾ Сущность этого метода излагается в работах Б. П. Алисова и И. Н. Гусевой (1961).

черчены карты (рис. 2 и 3) крайних значений высоты за период с зимы 1940—41 г. по зиму 1962—63 г. Для построения этих карт использованы материалы 80 станций.

ЗОНА ТАЙГИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

МАСШТАБ 1:10000000

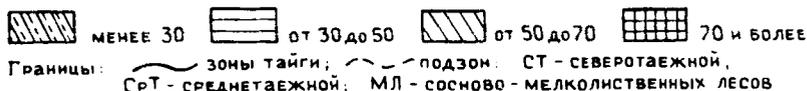
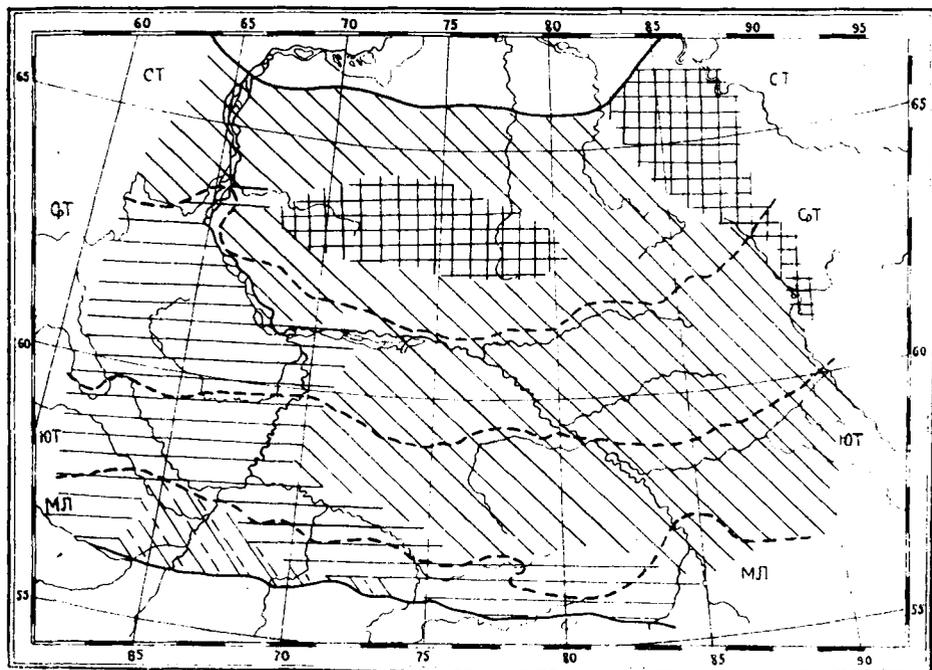


Рис. 2. Максимальные значения высоты снежного покрова (в см) за период с зимы 1940—41 по зиму 1962—63 гг.

II. Соотношение высот снежного покрова различных участков по ландшафтным подзонам

В УГМС Западно-Сибирской низменности в лесной зоне снегосъемки производятся на полях, полянах и в лесу под кронами деревьев. Параллельные же наблюдения на этих трех участках имеются на очень малом количестве станций. Например, в Омском УГМС только на девяти, а в Красноярском (в пределах Западно-Сибирской низменности) таковых нет.

Анализ материала показал, что в северотаежной, в центральных частях средне- и южнотаежной подзонах, где велика заболоченность и процент облесенности изменяется от 40 до 5 и менее (Ф. Н. Мильков, 1964), на большинстве станций высота снежного покрова в лесу под кронами деревьев больше, чем на поляне. В районах, примыкающих к Уралу с процентом облесенности до 60 и более, на многих станциях (Бурмантово, Нахрачи, Верхотурье, Дерябино, Носово и др.) высота

оказывается на поляне больше, чем в лесу под кронами деревьев, а разница в высоте между полем и лес под кронами — меньше. В описаниях снегомерных участков этих станций подчеркивается, что они заняты темнохвойными лесами, отличающимися большой сомкнутостью крон и густым подлеском. В приенисейских районах господствуют темнохвойные леса, процент облесенности тоже возрастает до 60 и больше. В связи с этим представляется целесообразным соотношение высот снежного покрова различных снегомерных участков в пределах средне- и южнотаежных подзон рассматривать по провинциям: западной, включающей Тобольско-Тавдинскую равнину⁷⁾; центральной, охватываю-

ЗОНА ТАЙГИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Масштаб 1 : 1000000

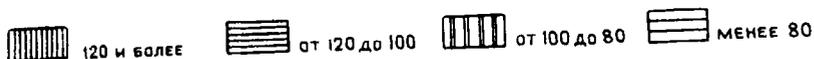
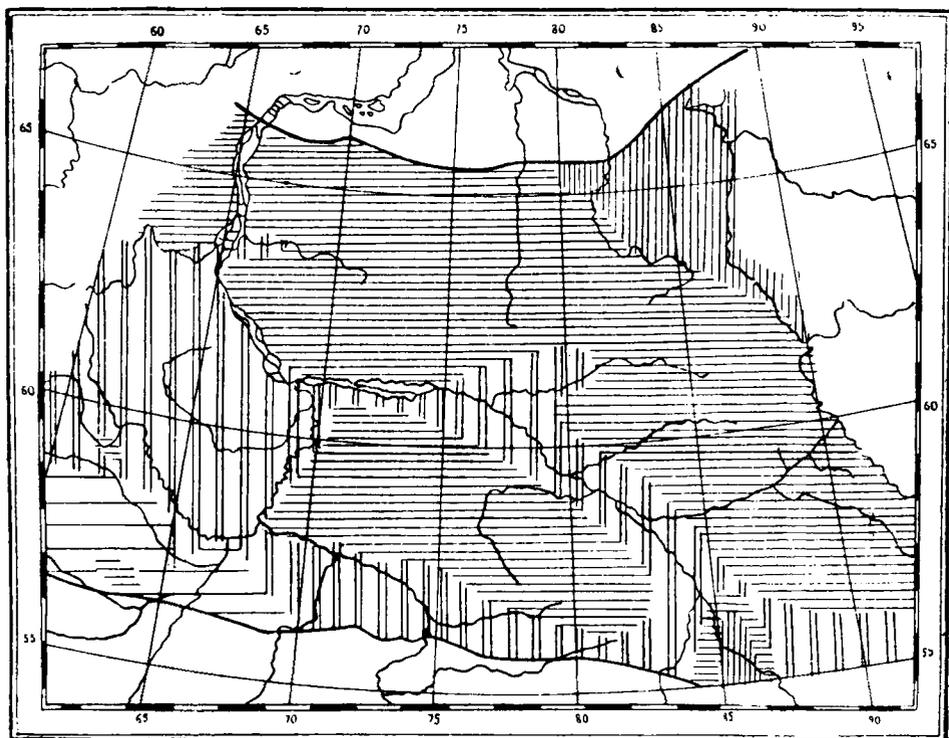


Рис. 3. Максимальные значения высоты снежного покрова (в см) за период с зимы 1940—41 по зиму 1962—63 гг.

щей большие части этих подзон; восточной, лежащей за Обь-Енисейским водоразделом. Число провинций и их границы могут быть уточнены после проведения специальных маршрутных и площадных снегосъемок. Эти исследования также необходимы для выяснения влияния облесенности территории, типа и полноты леса, возраста древостоя и сомкнутости крон и т. д. на высоту снежного покрова. На осно-

⁷⁾ Название орографических единиц Западно-Сибирской равнины дается по Г. Д. Рихтеру (1963).

Таблица 2

Влияние местоположения на высоту снежного покрова

Название ландшафтных провинций		Снегомерный участок	Максимальная высота снежного покрова (см)											
подзон	провинций		24	30	40	50	60	70	80	90	100			
Среднетаежная	Центральная	поле												
		лес под кронами	35	45	59	74	88	103	117	132	147			
Южнотаежная	Западная	поле	34	40	50	60	70	80						
		лес под кронами	44	52	65	77	90	103						
Южнотаежная	Центральная	поле	16	20	30	40	50	60	70	80	90	100	104	
		лес под кронами	20	26	39	52	65	79	92	105	119	132	137	
Сосново-мелколиственных лесов		поле	19	20	30	40	50	60	70					
		лес под кронами	25	22	41	54	68	82	95					

ванни имеющихся материалов в УГМС эти вопросы решить невозможно. Снегомерные участки метеостанций и постов в лесу под кронами деревьев являются однотипными. Они располагаются вблизи населенных пунктов, большинство в пределах молодых вторичных лесов⁸⁾ со значительной примесью к хвойным мелколиственных пород. В силу этого отношения высот снежного покрова в поле и в лесу под кронами на станциях одной провинции будут близки друг к другу.

Нами были вычерчены графики корреляционной зависимости между высотой снежного покрова в поле и в лесу под кронами деревьев для центральной провинции среднетаежной подзоны, для центральной и западной провинций южнотаежной подзоны и для подзоны сосново-мелколиственных лесов.

На основании их составлена табл. 2. Для других провинций графики не вычерчивались, ввиду недостаточности материала или отсутствия параллельных снегосьежек высоты снежного покрова в поле и в лесу под кронами деревьев.

В лесостепи, где лесные массивы служат местом скопления снега, сдувающегося с полей, корреляционная зависимость между полем и лесом под кронами деревьев ненадежная и коэффициенты корреляции меньше 0,7.

Неравномерность мощности снежного покрова между полевым (п) и лесным (л) участками при движении от северотаежной подзоны к лесостепи изменяется следующим образом:

северотаежная подзона $H_n = 0,55 H_l$

среднетаежная подзона $H_n = 0,68 H_l$

южнотаежная подзона $H_n = 0,77 H_l$

сосново-мелколиственных лесов $H_n = 0,74 H_l$

III. Время наступления максимальной высоты снежного покрова

В многолетнем выводе устойчивый снежный покров на севере тайги образуется в первую половину октября, на юго-западе и юге в первую декаду ноября и на юго-востоке — в последнюю пентаду октября. Число дней со снежным покровом от северной границы к южной уменьшается от 232 до 165. Основное накопление снега происходит в первую половину зимы (с октября по январь). Вероятность наступления максимальной высоты снежного покрова иллюстрирует табл. 3. При составлении ее использовались данные снегосьежки в лесу под кронами деревьев за период с зимы 1940—41 г. по зиму 1962—63 г. Отсутствующие годы по возможности восполнялись по материалам постоянной рейки для защищенного участка.

В подзоне сосново-мелколиственных лесов и восточной части южнотаежной подзоны наиболее вероятно наступление максимальной высоты снежного покрова в конце второй декады марта, на остальной территории зоны тайги — в конце третьей. От общего количества лет на востоке северо- и среднетаежной подзон на нее падает от 43 до 59%. В северотаежной подзоне часто максимальная высота отмечается в конце первой декады апреля, тогда как в средне- и южнотаежной — в конце второй декады марта. На большинстве станций наиболее поздно максимальная высота бывает в конце второй декады апреля и только на севере тайги — в первую декаду мая (Тарко-Сале, один раз за

⁸⁾ На 1960 год высота деревьев была 10—15 м, среднее расстояние между ними 5—7 м.

Таблица 3

Вероятность различных дат наступления наибольших декадных высот снежного покрова в отдельные зимы (в %)

Станции	I			II			III			IV			V		отсутствующие зимы
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	
<i>Зона тайги. Северотаяжная подзона</i>															
Сосьвинская к/б						5	21	13	30	21	10				1940-41
Березово				5			9	9	32	27	18				
Тарко-Сале							13	9	30	22	13	9	4		
Казым				5	5		14	19	43	14					1950-51
Туруханск							5	9	59	18	9				1952-53 1953-54
<i>Среднетаяжная подзона</i>															
Бурмантово				10	5	20	15	20	20	20	10				1941-42, 42-43, 43-44
Ларьяк							9	23	54	9	5				1940-41
Сым фактория							13	21	43	13	10				
<i>Южнотаяжная подзона</i>															
Сосьва				5	5	9	22	18	32	9					1950-51
Тевриз			6		12	6	12	20	38	6					с 1940-41 по 1945-46, 47-48
Старица				9	4	18	9	39	21						1946-47, 50-51, 51-52, с 54 по 57
Тегульдэт					6	6	23	30	23	6	6				
<i>Подзона сосново-мелколиственных лесов</i>															
Сараханово				5	9	9	9	32	27	9					1943-44
Богдинское	5				15	15	25	20	10	5					1943-44, 1944-45, 1951-52,

23 года). Обычно это бывает в годы с интенсивно развитой меридиональной циркуляцией во вторую половину зимы и в первую — весны.

Наоборот, бывают годы, когда максимальная высота наблюдается рано: на западе северо- и среднетаежной подзон — в первую и вторую декаду февраля, на востоке — в первую декаду марта, в более южных подзонах в первую и вторую декады февраля, а на ряде станций еще раньше. В такие годы во вторую половину зимы подолгу удерживается антициклонального типа погода, а изредка проходящие циклоны дают мало осадков. В общем следует отметить — наступление максимальной высоты во времени мало устойчиво.

IV. География высоты снежного покрова

В распределении высоты снежного покрова в пределах тайги Западно-Сибирской низменности наблюдаются те же закономерности, что и в распределении осадков в холодный период года. Она увеличивается с юга к северу и от запада к востоку. Положение изохион⁹⁾, близкое к широтному, наблюдается только близ северной и южной границ, в остальной части они располагаются почти меридионально. В таежной зоне на первый план выступают различия в осадках между западом и востоком, что обусловлено как рельефом, так и особенностями циркуляции.

Западная часть, левобережье Оби и Иртыша, находящаяся в дождевой тени Урала, имеет заниженную высоту во всех подзонах, за исключением междуречий Тобольско-Тавдинской равнины и Северо-Сосьвинской возвышенности (рис. 1). Для первой А. П. Сляднев (1964) отмечает большую повторяемость юго-западных и западных циклонов, над второй, по данным В. В. Орловой (1962), — часто происходит регенерация циклонов под влиянием вторжения арктических масс воздуха. Оба района по сравнению с прилежащими частями отличаются также большей высотой над уровнем моря и расчлененностью рельефа.

Почти на всем протяжении таежной зоны широкие долины рек Оби и Иртыша, по сравнению с прилежащими водоразделами, отличаются заниженной высотой снежного покрова. По-видимому, причина та же, которую отмечает Н. Н. Галахов для долин Средней Сибири. «В холодное время года долины и котловины являются местами формирования очень плотных и холодных воздушных масс. Фронтальные разделы как бы скользят по поверхности холодной пленки воздуха и почти совсем не выражены на дне долин... Прохождение фронтов отмечается лишь увеличением облачности верхнего, иногда и среднего ярусов; количество выпадающих при этом осадков ничтожно или их совсем не бывает». (Н. Н. Галахов, 1964, стр. 96). Исключением является широтный отрезок долины р. Оби — от Ханты-Мансийска до Нижне-Вартовского, где высоты снежного покрова большие. К. И. Попова и Н. В. Рутковская (1960) отмечают над Сибирскими увалами и этим отрезком долины р. Оби частое углубление и образование новых циклонов. Данные А. П. Сляднева (1964) подтверждают этот вывод. Согласно его карте «Циклоны над Западной Сибирью» через данный район в среднем за 10 лет проходит наибольшее количество циклонов (124—127).

Значительно большие осадки, а вследствие этого и высоты снежного покрова, в правобережье Оби объясняются рядом причин:

⁹⁾ Изохионы — это линии, соединяющие места с одинаковой высотой снежного покрова.

1) сгущением траекторий циклонов при пересечении путей северо-западных, западных и юго-западных циклонов (К. И. Попова и Н. В. Рутковская, 1960; А. П. Сляднев, 1964);

2) стационарированием циклонов перед восточным приподнятым краем Средне-Сибирского плоскогорья, особенно перед горами Путорана, часто занятыми зимой областями высокого давления. «В результате на фронтах этих циклонов в зимнее время выпадают обильные осадки, обуславливающие образование максимума снежного покрова между Енисейском и Игаркой» (В. В. Орлова, 1962, стр. 39);

3) большей высотой над уровнем моря и значительной расчлененностью поверхности.

В таежной зоне, в отличие от долины Оби, в долине Енисея, получающей осадки предвосхождения, высота снежного покрова велика.

По сравнению с нашими данными, высоты снежного покрова на карте В. Н. Пупкова (1964) для лесной зоны Западно-Сибирской низменности занижены.

Рисунок изохион на карте для поля (Н. В. Рутковская, 1965) и лес под кронами деревьев (рис. 1) не тождественен, так как соотношение высот снежного покрова между полем и лес под кронами деревьев в разных подзонах и даже их провинциях различно.

Детали в распределении высот снежного покрова по подзонам выявляются при рассмотрении карты (рис. 1).

За 23-летний период отмечаются значительные отклонения высот в отдельные годы от средней величины (рис. 2 и 3). Наименьшие отклонения (в 1,3 раза) наблюдаются в среднетаежной подзоне, отличающейся максимальным развитием циклонической деятельности. По направлению к югу они увеличиваются и достигают наибольших значений (1,5—1,6 раза) в подзоне сосново-мелколиственных лесов, примыкающей к зоне лесостепи. Последняя отличается наибольшей изменчивостью осадков, так как в одни годы над ней усиливается влияние западного отрога азиатского максимума, в другие — более интенсивно развивается циклоническая деятельность.

За рассматриваемый период максимальных значений (120—145 см) снежный покров достигал на северо-востоке зоны тайги. В остальной части правобережья Оби и левобережье северотаежной подзоны — 120—100 см. В долинах Оби и Иртыша и левобережье средне- и южно-таежной подзон — 100—80 см. Увеличение высоты до 100—120 см отмечается в районе Обь-Иртышского водораздела, а на крайнем юго-западе зоны тайги даже в очень многоснежные зимы они не достигают 80 см.

Минимальные значения высот за этот период также различны в разных районах таежной зоны. На юго-западе ее они только 27—30 см, тогда как на северо-востоке — 70—85 см. В подзоне сосново-мелколиственных лесов, а также в левобережье Оби и Иртыша южно- и среднетаежной подзон — от 30 до 50 см. В правобережье и на большей части территории северотаежной подзоны — от 50 до 70 см. И только в районе Сибирских увалов и на северо-востоке — 70—85 см.

По мере открытия новых метеостанций и постов и накопления данных особенности распределения снежного покрова в пределах северотаежной подзоны могут быть уточнены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П. Климатические карты. В сб. «Комплексные атласы республик, краев и областей». Геодезиздат, 1961.
2. Галахов Н. Н. Климат. В сб. «Средняя Сибирь». Издательство «Наука», М., 1964.
3. Гвоздецкий Н. А., Михайлов Н. И. Физическая география СССР. Азиатская часть. Географгиз, М., 1963.
4. Гусева И. Н. О методике создания климатических карт. В сб. «Комплексные атласы республик, краев и областей». Геодезиздат, 1961.
5. Мильков Ф. Н. Природные зоны СССР. Издательство «Мысль», М., 1964.
6. Орлова В. В. Западная Сибирь. Гидрометеониздат, Л., 1962.
7. Попова К. И. и Рутковская Н. В. О связи осадков с циркуляционным режимом в холодный период над юго-востоком Западно-Сибирской низменности. Труды ГГО, вып. 177, 1960.
8. Пупков В. Н. Формирование, распределение и изменчивость снежного покрова на Азиатской территории СССР. Метеор. и гидрол., № 8, гидрометеониздат, 1964.
9. Рихтер Г. Д. Рельеф и геологическое строение. В сб. «Западная Сибирь», изд. АН СССР, М., 1963.
10. Рутковская Н. В. Распределение максимальной высоты снежного покрова по территории Западно-Сибирской низменности. Гляциология Алтая, вып. 5, (в печати).
11. Рутковская Н. В. Максимальная высота снежного покрова на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. Труды ТГУ, том 147, 1957.
12. Сляднев А. П. Климатическое районирование юго-востока Западно-Сибирской равнины в связи с районированием Западной Сибири. Сибирский географический сборник, № 3. Издательство «Наука», М., 1964.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОБЛАСТИ НАИБОЛЬШЕЙ ЦИКЛОНИЧНОСТИ НАД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЬЮ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ ЛЕТОМ

К. И. ПОПОВА, Н. Х. ЛУПИНА

В умеренном поясе режим погод определяется развитием циклонической и антициклонической деятельности как под арктической, так и полярной высотными фронтальными зонами.

Над Западно-Сибирской низменностью в связи с равнинным характером ее поверхности и возможностью свободного затока в ее пределы холодных воздушных масс с Арктики и прогретых воздушных масс из Средней Азии и юго-востока ЕТС получают развитие процессы фронто-цикло- и антициклогенеза.

Благодаря интенсивному прогреву воздушных масс летом над Западной Сибирью формируется малоградиентное поле низкого давления. Эти карты давления отражают лишь общие (средние) закономерности барического поля, обусловленного как зональным распределением солнечной энергии, так и особенностями развития циклональной и антициклональной деятельности.

Остановимся на рассмотрении циклонической деятельности над Западной Сибирью в период лета (VI—VIII). Для написания статьи используются карты путей циклонов над Западной Сибирью и Северным Казахстаном за 20-летний период (1942—1961 гг.). Для характеристики «циклоничности» вся территория была разбита на трапеции, сторонами которых являлись меридианы, проведенные через 6° , и параллели, проведенные через 4° . Затем проводились подсчеты количества траекторий циклонов, прошедших через определенную трапецию, глубины и скорости смещения циклонов. Циклоны, пришедшие в пределы Западной Сибири из районов Атлантики и ЕТС, относились к западным; если же они смещались с северо-запада или севера и приходили из районов, расположенных севернее 64° параллели, — относились к северо-западным (смещающимся из Баренцева моря) и северным (с Карского моря); циклоны, пришедшие из районов, лежащих к югу от 50° с. ш., относились к юго-западным.

В табл. 1 приводится количество циклонов, прошедших через трапеции за 20-летний период летом.

Из таблицы видно, что наибольшее развитие получает циклоническая деятельность над центральными районами Западно-Сибирской низменности, к югу от 52° с. ш. и к северу от 64° с. ш. повторяемость циклонов над трапециями уменьшается в 1,5—2,0 раза, повторяемость

циклонов уменьшается и при движении как на запад, так и на восток от центрального района.

В умеренных широтах преобладает западно-восточный перенос, поэтому большая часть барических образований смещается с запада на восток с большей или меньшей северной или южной составляющей. В связи с этим можно рассмотреть среднюю повторяемость циклонов в трапециях в широтном поясе, учитывая особенности путей их смещения (табл. 2).

Таблица 1

Количество циклонов, прошедших через трапеции в течение июня—августа за 20 лет

Широта в град.	Долгота в градусах					
	60—66	66—72	72—78	78—84	84—90	90—96
72—68	68	67	65	80	72	71
68—64	75	85	87	109	117	117
64—60	109	139	141	155	152	136
60—56	102	113	147	168	163	111
56—52	104	140	162	169	112	62
52—48	84	94	88	92	47	13
48—44	51	51	61	31	4	0

Из таблицы следует, что полоса наибольшей циклоничности 56—64° с. ш. над Западной Сибирью создана в основном за счет смещения западных и частично юго-западных циклонов, роль северных и северо-западных циклонов значительна в крайних северных районах Западно-Сибирской низменности.

Таблица

Повторяемость циклонов различных типов летом (VI—VIII) за 20 лет (1942—1961 гг.) в широтных поясах (в пределах 60°—96° в. д.)

Типы циклонов	Широта в градусах						
	44—48	48—52	52—56	56—60	60—64	64—68	68—72
Западные . . .	8	126	488	614	623	306	140
Юго-западные	190	282	246	144	90	52	26
Северо-западные	0	3	10	29	60	105	130
Северные . . .	0	0	5	17	59	127	127
Сумма	198	411	749	804	832	590	423
Среднее значение по трапециям . . .	33	68	126	134	139	98	72
	(198 : 6)	(411 : 6)					

Проследивая пути циклонов, замечаем, что часть приземных циклонических образований над Центральной частью Западной Сибири описывает петли против часовой стрелки, т. е. над Западной Сибирью располагается высотный циклонический вихрь.

Под 60° с. ш. наиболее часто наблюдается обострение высотной планетарной зоны, с чем связано углубление и регенерация пришедших на территорию Западной Сибири циклонов и возникновение новых.

Так, углубление западных циклонов на 5 мб и более за сутки происходит в междуречье Оби и Иртыша, а также Оби и Енисея (50—60% всех случаев) — это трапеции, расположенные между 52—64° с. ш. и 72—90° в. д.

Более подробно были разобраны 19 случаев углублений западных циклонических образований на 10 мб и более за сутки в период 1950—1961 гг. В девяти случаях из них наблюдалось образование циклонов из волны, в одном случае — на окклюзии старого арктического фронта и в девяти случаях происходило углубление молодых и регенерация окклюдированных циклонов.

Анализ высотных карт показал, что контрасты в девяти случаях находились в пределах 8—12° на 1000 км (по ОТ $\frac{5000}{1000}$) в остальных случаях они были равны или более 14°, в двух случаях даже превышали 20° на 1000 км, и лишь в одном случае контрасты во фронтальной зоне были 5° на 1000 км.

Новому образованию циклонов предшествует слияние арктической и полярной высотных фронтальных зон. Это слияние происходит часто под 52—62° с. ш. Почти во всех рассмотренных случаях углубления и возникновения циклонов обуславливались в значительной мере термическим фактором, расходимость циклонически изогнутых изогипс и уменьшение циклонической кривизны по потоку также имели место.

Итак, над центральной частью Западно-Сибирской низменности область наибольшей циклоничности создается в основном за счет большой повторяемости и стационарирования западных циклонов, а также процессами регенерации и образования новых циклонических образований в связи с обострением над этими районами планетарной высотной фронтальной зоны. Некоторую роль в увеличении циклоничности играют меридиональные процессы циркуляции — пересечение траекторий юго-западных и северо-западных циклонов над центральными районами Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаев В. А. О знаке динамических изменений давления в основных типах высотных фронтальных зон. ДАН Уз. ССР, № 4, 1952.
2. Дюбюк А. Ф. О циркуляции атмосферы над Европой и Западной Сибирью. Труды НИУ ГУГМС, вып. 19, ГИМИЗ, М., 1947.
3. Попова К. И. Распределение и годовой ход осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Труды ТГУ, том 147, Томск, 1957.
4. Попова К. И. и Розова А. Д. О некоторых особенностях циркуляционного режима над юго-востоком Западно-Сибирской низменности. Доклады VII научной конференции, посвященной 40-летию Великой Октябрьской революции. Издательство ТГУ, Томск, 1957.

О ФОРМИРОВАНИИ ЛЕТНЕГО ДОЖДЕВОГО СТОКА В ТАЕЖНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Д. А. БУРАКОВ

Исследование формирования летнего дождевого стока таежной зоны Западно-Сибирской равнины представляет несомненный интерес, являясь необходимым этапом, предшествующим разработке методики прогнозов и расчетов стока. В настоящей статье рассматриваются некоторые вопросы формирования летнего дождевого стока и намечаются пути его предвычисления на основе связи с осадками. Исходными данными, позволившими провести исследование потерь дождевого стока, послужили материалы наблюдений Западно-Сибирского Управления Гидрометслужбы. Анализ этих материалов показал, что сеть гидрометеорологических станций и постов рассматриваемого района является весьма разреженной; наиболее обеспечена гидрометеорологическими данными территория водосборов рек Чан, Парабели и Васюгана, что и определило возможность привлечения этих данных для исследования зависимости стока от осадков.

Территория перечисленных водосборов представляет заболоченную равнину, наибольшие абсолютные высоты которой расположены на юге и юго-востоке (155 м); на северо-западе абсолютные высоты составляют 90—120 м. Равнина сложена с поверхности толщами рыхлых песчано-глинистых пород четвертичного возраста. Четвертичная толща «материка» (водораздельное плато) начинается обычно покровными суглинками. Характерными являются следующие элементы ландшафта: 1) водораздельные болота; 2) дренированные залесенные увалы (склоны «материка» к речным долинам); 3) речные террасы, покрытые лесом, заболоченные.

Верховые болота, занимающие водоразделы первого порядка, характеризуются наличием почти горизонтального центрального плато с множеством мелких озер и пологих склонов с чередованием грядово-мочажинного и сосново-сфагново-кустарничкового комплексов (Кац, Нейштадт, 1963). Менее обширные верховые болота представляют собой сфагновый торфяник с ярусом кустарничков и болотной сосны (рям). Тайга, развитая на склонах «материка», к речным долинам и на речных террасах представлена березовыми или смешанными лесами с преобладанием березы, господствующей на гаях и вырубках (особенно в более населенных районах).

Равнинность поверхности, значительная залесенность речных водосборов, наличие обширных заболоченных пространств определяют за-

медленное добегание талых вод к замыкающему створу. Продолжительность весеннего половодья по этой причине оказывается значительной, составляющей на достаточно крупных реках 2,5—4 месяца. Ход стока в период спада половодья и в последующее время в большой степени определяется характером выпадения жидких осадков.

Паводкообразующие осадки в таежной зоне Западной Сибири обеспечиваются процессами осадкообразования на арктическом и полярном фронтах (Попова, 1957). С волновой деятельностью и образованием частных циклонов связаны грозы с интенсивными ливнями. Периоды грозных погод продолжают иногда непрерывно 1—3 недели. Дожди в это время то ослабевают и прекращаются, то усиливаются и принимают характер ливней. Суточные максимумы достигают 30—50 мм. Отмечены случаи, когда количество осадков за сутки превысило 100 мм. Сильные дожди на больших площадях вызывают паводки одновременно на всех рассматриваемых бассейнах.

Характер склонового дождевого стока рассматриваемой территории определяется почвенно-геологическими и геоморфологическими условиями. Малые уклоны местности, наличие тяжелых покровных суглинков и глин благоприятствуют застою воды в поверхностных слоях почво-грунтов. На значительных пространствах под лесом гравитационные воды залегают на небольшой глубине — всего 20—50 см; на плоских заболоченных участках среди переплетенных корней деревьев прослеживаются «окна» воды. В условиях неглубокого залегания застойных вод, наличия слабопроницаемых толщ покровных суглинков и глин, часто находящихся в состоянии полного насыщения, склоновый дождевой сток в лесу формируется в верхнем почвенном слое, лесной подстилке и моховом покрове. Сток воды на болотных массивах, занимающих 30—40% территории речных водосборов, осуществляется в верхнем деятельном слое, коэффициент фильтрации которого падает с глубиной.

Анализ потерь летнего дождевого стока произведен путем сопоставления паводочного стока с паводкообразующими осадками.

Для этой цели привлечены данные по стоку сравнительно небольших рек, где дождевые паводки выражены достаточно ясно (табл. 1).

Таблица 1
Створы, по которым производилось сопоставление паводкообразующих осадков и стока

Река	Створ	Площадь водосбора км ²
Васюган	с. Майск	3730
Чузик	с. Осипово	7160
Бакчар	пос. Матвеевский	6260
Икса	с. Плотниково	2560
Чая	с. Подгорное	29000
Парабель	д. Соиспаева	24600

В тех случаях, когда паводок, вызванный данным дождем, искажался за счет стока предыдущих или последующих осадков, оказалось необходимым расчленять дождевые паводки, используя кривые спада. Таким образом проводилась срезка части стока, образованная предше-

ствующими запасами воды в бассейне, не имеющими отношения к паводкообразующим осадкам.

Сеть пунктов наблюдений над осадками является весьма разреженной. Дождемерные пункты располагаются преимущественно по длине основного русла, причем на водоразделах и в верховьях рек наблюдения за осадками, как правило, не ведутся. По этой причине при определении средних по территории величин паводкообразующих осадков для рек Васюгана и Иксы привлечены дождемеры, находящиеся за пределами этих водосборов (Украинка, Бочкарево, Пономаревка, Вдовино). Во многих рассмотренных случаях паводкообразующие осадки распределены равномерно по территории; это позволяет точнее определить их средние величины. Выполненные для 40 паводков расчеты осадков и стока привлечены для анализа потерь летнего дождевого стока.

Важным фактором потерь является увлажненность почв бассейна перед выпадением осадков. В мае и июне, когда почва еще насыщена талыми водами, не успевшими испариться, потери дождевого стока сравнительно невелики. Если в мае — июне выпадают обильные осадки, дождевой сток в объеме половодья средних и крупных рек может превышать снеговой. На гидрографах стока малых рек в такие годы выделяются отдельные дождевые паводки, максимумы которых иногда превышают снеговые. Если обильные осадки выпадают во второй половине лета, после бездождных мая и июня, они почти целиком задерживаются на поверхности речных бассейнов. Уровни грунтовых вод к моменту выпадения этих дождей стоят сравнительно глубоко от дневной поверхности, минеральные и болотные почвы характеризуются малой увлажненностью, что и обуславливает большое поглощение воды.

Предвычисление дождевого стока по данным об осадках может производиться с помощью зависимости

$$y = f(x, i), \quad (1)$$

где y — слой дождевого стока (мм); x — паводкообразующие осадки (мм); i — индекс предшествующих осадков. Индекс i характеризует влияние ранее выпавших жидких осадков на увлажнение почвы. Увлажненность почв бассейна в начальный период после снеготаяния определяется в значительной степени количеством талых вод, задержанных в почво-грунтах к концу снеготаяния и не успевших испариться. Учтеть это, а кроме того и сезонные изменения температуры воздуха, оказалось возможным путем построения зависимости (1) отдельно для следующих периодов выпадения осадков.

- 1) третья декада и первая половина четвертой декады после схода снега в лесу;
- 2) вторая половина четвертой и пятая декада после схода снега;
- 3) последующий летний период (до конца августа).

Зависимость дождевого стока от осадков для первого периода представлена на рис. 1, а. В качестве индекса i при построении этой зависимости принята сумма жидких осадков за 15 дней, предшествующих выпадению паводкообразующих дождей. Значительная увлажненность бассейнов в этот период и сравнительно низкие температуры определяют довольно малые величины потерь стока. Коэффициент стока меняется в пределах от 0,30 до 0,70 (при изменении паводкообразующих осадков от 10 до 50 мм).

Зависимость паводочного стока от слоя дождя для второго периода показана на рисунке 1, б. Индекс предшествующих осадков, значе-

ния которого нанесены у точек в поле графика, определяется по уравнению

$$i = R \cdot x_1 + R^2 \cdot x_2 + R^3 \cdot x_3 + \dots + R^n x_n, \quad (2)$$

где x_1, x_2, x_3, \dots — количество осадков за первые, вторые и т. д. сутки до момента, для которого вычисляется индекс осадков; R — коэффициент, принятый равным 0,95. Рассматриваемый период характеризуется более низкой увлажненностью почвогрунтов, чем первый, что связано с испарением значительного количества талых вод, задерживающихся на поверхности речных бассейнов к концу снеготаяния. Температура

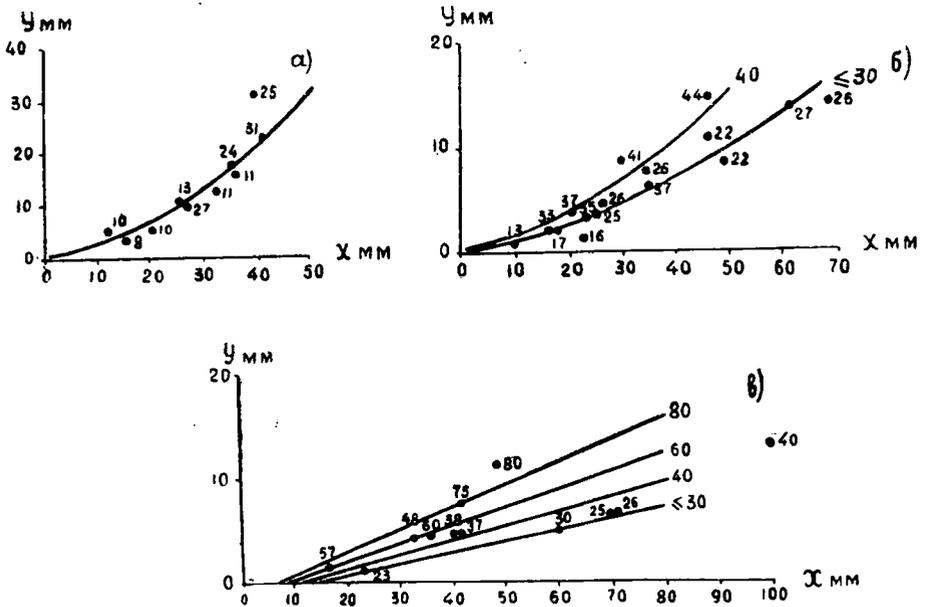


Рис. 1. Зависимость дождевого стока от слоя дождя и индекса предшествующих осадков.

воздуха также повышается до 14—18°. Поэтому потери стока этого периода существенно возрастают. Коэффициент стока меняется в пределах 0,10—0,30.

Зависимость, представленная на рис. 1 (в), отражает условия формирования стока июля — августа. Основным фактором предпаводочного увлажнения почвы третьего периода является количество и распределение во времени жидких осадков. Этот фактор учитывается введением в качестве третьей переменной индекса предшествующих осадков, рассчитываемого по формуле (2). Коэффициент стока этого периода меняется в зависимости от предпаводочного увлажнения в широких пределах, от нуля до 0,25.

Выполненный анализ показывает, что основными факторами дождевого стока являются: 1) количество осадков, с которыми связано насыщение верхнего слоя почвы и торфяников водой и формирование склонового стока в поверхностных слоях почвогрунтов и деятельном слое болот; 2) предпаводочное увлажнение почвы, определяющее потери воды на насыщение почвы и торфяников; 3) температура воздуха в период выпадения и стекания осадков, с которой связаны потери воды на испарение. Эти факторы должны учитываться при разработке методики прогнозов дождевого стока и максимумов дождевых паводков равнинно-таежных рек.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Гидрологические прогнозы. Гидрометеиздат, Л., 1960.
 2. Кац Н. Я., Нейштадт М. И. Болота. Западная Сибирь, АН СССР, М., 1963.
 3. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. Гидрометеиздат, Л., 1963.
 4. Попова К. И. О географических источниках влаги и механизме формирования осадков в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. V научная конференция ТГУ, Томск, 1957.
-

НОРМА И ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГОДОВОГО СТОКА РЕК ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

М. В. КРАШЕНИННИКОВ

На решающем этапе строительства коммунизма, в который вступила наша страна, огромную роль играет освоение всех видов природных богатств, в том числе и водных ресурсов.

Для условий Томской области изучение водных ресурсов особенно необходимо, так как реки для нее являются основными путями сообщения и, следовательно, благоприятно влияют на развитие народного хозяйства. С другой стороны, значительное увлажнение территории создает трудности в освоении области с целью сельскохозяйственного и лесопромышленного использования и с целью разведки и добычи полезных ископаемых.

Гидрологическое изучение территории области в настоящее время производится главным образом на сети постов и станций Западно-Сибирского управления гидрометслужбы, в результате которого накапливаются материалы фактических измерений и наблюдений.

Специальных обобщений этих материалов по территории области или ее отдельных районов нет, исключая нескольких статей Я. И. Марусенко и статьи С. Г. Чемоданова «Сток рек равнинно-таежной (заболоченной) зоны Западной Сибири» (1953), в которой главное внимание уделено рекам Томской области.

Другие работы, где освещен гидрологический режим рек и водоемов области, охватывают или территорию всего Советского Союза или территорию Западной Сибири, что, естественно, не позволяет авторам детализировать и конкретизировать поставленные вопросы применительно к условиям области. Отсюда вытекает, что гидрологический режим ее рек и водоемов характеризуется ими с какой-то степенью схематичности.

Освещение гидрологического режима рек и озер области обширный вопрос, требующий дополнительных специальных исследований, поэтому в настоящей статье рассматривается только один раздел гидрологии суши — норма и изменчивость годового стока рек.

Этот вопрос поднимается не впервые. По Б. Д. Зайкову (1946), на территории Томской области проходят изолинии стока в 3,0, 4,0 и 5,0 л/сек км², т. е. средний сток изменяется примерно от 2,5 л/сек км² на юге до 5,5 л/сек км² на севере. Изолинии стока проходят в направлении с ЗСЗ на ВЮВ, причем в южной части области они несколько сгущаются.

С. Г. Чемоданов (1953) считает, что средний сток на территории области изменяется в небольших пределах «...от 4 л на юге (модули)

постепенно увеличиваются до 6 л на севере области. Отдельные бассейны рек имеют такие средние модули стока: бассейн р. Улу-Юл 5,8 л, р. Четь 5,5 л, р. Тым 5,4 л, р. Васюган 5,3 л, р. Чая 4,0 л, р. Четь 4,4 л».

На карте А. И. Чеботарева (1955) величины среднего годового стока, выраженные в тысячах кубических метров воды, стекающей с 1 км² площади водосбора, представлены в виде изолиний равных значений стока. На самом юге области проходит изолиния 100 тыс. м³ с 1 км² (3,2 л/сек км²), а на северо-востоке и в районе отрогов Кузнецкого Алатау сток достигает 180 тыс. м³ с 1 км² (5,7 л/сек км²). В западной половине области линии стока имеют примерно широтное простирание, в восточной они круто поворачивают на юг.

По А. В. Агупову (1960), сток рек области изменяется от 2—3 л/сек км² на юге до 5—6 л/сек км² на севере. Изолинии стока имеют широтное простирание.

По В. С. Мезенцеву (1961) сток рек изменяется от 100 мм (3,2 л/сек км² на юге до 250 мм (8,0 л/сек км²) на севере. Расположение изолиний имеет сложный характер, если в общем они имеют широтное простирание, то в долине реки Оби изгибаются в сторону северо-запада. Несколько повышенная область стока выделена в районе г. Томска.

По Л. П. Семлянской (1961), величины стока изменяются от 2,5 л/сек км² на юго-западе до 8,0 л/сек на севере. В районе отрогов Кузнецкого Алатау они достигают 6,0 л/сек км², а в среднем и нижнем течении рр. Чичка-Юл и Улу-Юл уменьшаются до 2,0 л/сек км².

По К. П. Воскресенскому (1962), средний сток на юге области равен 2,5 л/сек км², к северу он увеличивается до 5,5 л/сек км². Изолинии стока на левобережье Оби имеют широтное простирание, а на правобережье изолиния в 5,0 л/сек км² отклоняется к северу, а изолинии в 4,0 и 3,0 л/сек км² — к югу.

Как видно из изложенного, в величинах стока и особенно в их пространственном распределении, приведенным различными авторами, имеются значительные расхождения, что, естественно, требует особой осторожности в применении их для целей практики и вызывает необходимость дальнейшего уточнения.

Правда, в увеличении стока с юго-запада на северо-восток мнение авторов едино, но количественные характеристики этого увеличения различны. Так, по Б. Д. Зайкову увеличение стока с юго-запада на северо-восток равно 3,0 л/сек км², С. Г. Чемоданову — 2,0 А. И. Чеботареву — 2,5, А. В. Агупову — 3,0, В. С. Мезенцеву — 4,8, Л. П. Семлянской — 5,5 и К. П. Воскресенскому — 3,0 л/сек км².

На карте Л. П. Семлянской показано значительное понижение стока в районе среднего и нижнего течения рр. Чичка-Юл и Улу-Юл, причем это понижение не обосновывается ни данными об осадках, ни фактически измеренными величинами стока этих рек.

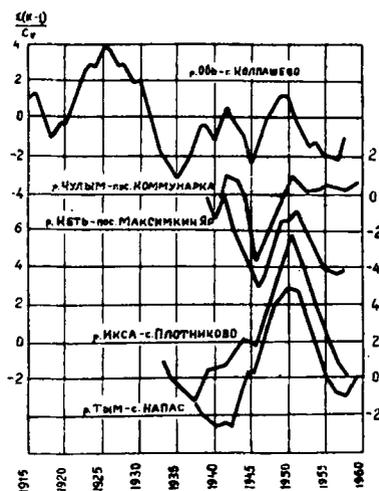


Рис. 1. Интегральные кривые модульных коэффициентов

У В. С. Мезенцева изолинии стока в долине Оби резко выгибаются к северо-западу, в чем, видимо, повинен метод расчета, основанный на использовании данных по осадкам и испарению без учета фактических измерений стока.

Если на всей территории области осадки, полученные по данным метеостанций, характеризуют сравнительно большой район, то осадки по метеостанциям, расположенным в долине Оби, нельзя относить к большим площадям. Они характеризуют их величину только в самой долине Оби и являются, как указывает З. П. Коженкова (1957), заниженными по отношению прилегающей к долине местности. Это объясняется понижением уровня земной поверхности в долине реки и затуханием конвективных токов над широким водным простором. Последнее обстоятельство ведет к уменьшению количества и интенсивности ливней и, следовательно, к уменьшению общего количества осадков. Таким образом, ясно, что данные об осадках долины реки Оби нельзя относить к прилегающим к долине площадям водосборов. Они могут быть использованы для вычисления стока малых рек, водосборы которых расположены в самой долине, но сток этих рек будет зависеть и от других факторов, в частности, от пополнения запасов воды на водосборе малой реки за счет половодья на р. Оби.

Указанные расхождения в величинах стока и их распределении по территории побудили нас вновь произвести вычисление среднего годового стока рек области и построить новую карту стока (рис. 2). Для построения карты среднего годового стока использованы данные 51 пункта наблюдений (К. П. Воскресенский для этой территории использовал 22 пункта, Л. П. Семлянская — 30).

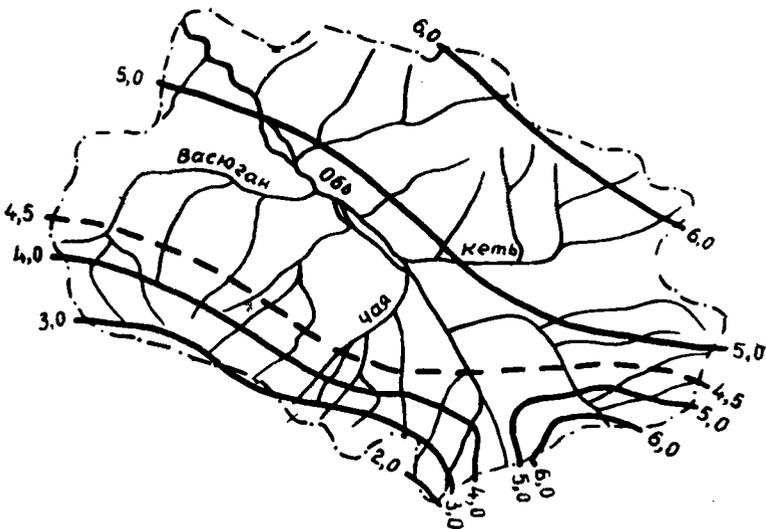


Рис. 2. Карта среднего годового стока рек Томской области (л/сек км²).

С помощью интегральных кривых модульных коэффициентов (рис. 1) по пунктам р. Обь — г. Колпашево, р. Чулым — пос. Коммунарка, р. Кеть — пос. Максимкин Яр, р. Икса — с. Плотниково и р. Тым — с. Напас был установлен расчетный период, т. е. такой период, который имеет величину стока, близкую к норме. Этот период охватывает 1935—1959 гг.

Пункты р. Кия — г. Маринск, р. Яя — р. п. Яя, р. Икса — с. Плотиново, р. Васюган — с. Васюган, р. Чулым — пос. Коммунарка, р. Тым — с. Напас и р. Кеть — пос. Максимкин Яр, имеющие измеренные величины стока за этот период, использовались в качестве аналогов для удлинения рядов наблюдений по другим пунктам.

Удлинение проводилось главным образом по графикам связи, причем коэффициенты корреляции этих связей равны 0,87—0,99, а их вероятная ошибка составляет 0,01—0,08, что говорит о достаточной точности удлинения рядов по стоку.

Когда ряд наблюдений в пункте приведения не превышал 3—5 лет, удлинение осуществлялось по соотношению:

$$\frac{M_n}{M_N} = \frac{M_{на}}{M_{Na}}$$

откуда

$$M_N = \frac{M_n \cdot M_{Na}}{M_{на}}$$

где M_n и $M_{на}$ — средние значения стока за одновременный короткий период наблюдений в пункте приведения и в пункте аналоге; M_N и M_{Na} — норма стока в данном пункте и пункте аналоге.

Хотя это приведение не является особенно точным, так как наряду с другими ошибками в этом случае условно принимается прохождение связи через начало координат, но полученные данные можно использовать как вспомогательные при выяснении вопроса о распределении стока по территории.

Полученные по фактическим измерениям и путем приведения по графикам связи и указанному выше соотношению данные о средней величине стока рек помещены в табл. 1. Здесь же для сравнения приведены величины стока из работ К. П. Воскресенского (1962) и Л. П. Семлянской (1961).

Полученные данные при построении карты среднего годового стока рек области были отнесены к центрам водосборов.

Рассматриваемая распределение стока по территории области, следует отметить, что изолинии стока несколько отклоняются от широтного простираания примерно в направлении с северо-запада на юго-восток в соответствии с общим уменьшением количества осадков с северо-востока к юго-западу. На юго-востоке области указанное распределение стока нарушается под воздействием Кузнецкого Алатау. Причем более возвышенным местам соответствуют и более высокие величины стока.

На юго-западной окраине области и затем в направлении на юго-восток, севернее отрогов Кузнецкого Алатау, проходит северная граница полосы минимума среднего годового стока рек. Южная граница полосы минимума стока проходит по подножьям горных поднятий. Эта полоса пониженного стока пересекает с запада на восток всю территорию Советского Союза (К. П. Воскресенский, 1962).

В районе среднего течения р. Чулым полоса пониженного стока суживается и имеет, по сравнению с западными районами, более повышенные величины стока.

Средняя величина годового стока рек для всей территории области равна 4,8 л/сек км². Наибольшая составляет 6,0 и более л/сек км² и наименьшая 1,8 л/сек км².

Известно, что водоносность малых рек данной территории и водоносность больших рек, сток которых формируется за пределами иссле-

дуемого района, может значительно отличаться от водоносности крупных и средних рек данной территории.

Согласно Е. Ш. Азарковичу и М. И. Лейвикову (1962), при увеличении площади залесенных водосборов сверх 200 км² разницы в норме годового стока между малыми и средними реками в бассейне Верхней Волги практически не обнаруживается.

О несоответствии стока малых рек территории области стоку средних судить очень трудно, так как данных фактических измерений стока на малых реках недостаточно, но все же необходимо признать, что с уменьшением площади водосбора до 400 км² и менее в районах пересеченной равнины (южная часть области) следует, видимо, ожидать уменьшения его величины.

Это, в частности, подтверждается на примере рек Ушайки и Латата. Причем при установлении зависимости нормы стока от площади водосбора исключалось влияние зонального фактора по соотношению:

$$M_{o.n} = M_o \frac{5,0}{M_k}$$

где $M_{o.n}$ — модуль, приведенный к зоне 5,0 л/сек²; M_o — фактический модуль стока; 5,0 — модуль зоны, к которой производится приведение; M_k — модуль стока, отнесенный к центру тяжести малого бассейна, взятый по карте.

После указанного приведения для трех бассейнов малых рек Томской области получены следующие величины:

1) р. Ушайка — с. Степановка (площадь водосбора 590 км²) — фактический модуль стока и модуль стока, снятый с карты, равны 5,1 л/сек км².

2) р. Латат — с. Ягодное (площадь водосбора 341 км²) — фактический модуль стока 3,8 л/сек км² и модуль стока, снятый с карты, 5,1 л/сек км². Следовательно, сток малой реки на 1,3 л/сек км² меньше зонального.

3) р. Язевая — Николаевский шлюз (площадь водосбора 159 км²) — фактический модуль стока и модуль стока, снятый с карты, равны 6,1 л/сек км².

Из этого следует, что только р. Латат, расположенная в южной части области, имеет величину стока меньше приведенной на карте.

Расхождения в величинах стока малых и средних рек в таежном районе, по крайней мере для рек с площадями водосборов не менее 150 км², не наблюдается.

Сток больших рек Оби и Томи формируется главным образом за пределами области и, большей частью, в горных, богатых влагой районах, поэтому он выше зонального. Так сток Томи у г. Томска равен 19,3 л/сек км² и Оби у г. Колпашево 8,8 л/сек км².

Следует также кратко остановиться на изменчивости годового стока.

Коэффициент вариации при наличии достаточного ряда наблюдений определяется по формуле:

$$C_v = \frac{\sigma}{M_o} = \sqrt{\frac{\xi(K-1)^2}{n-1}},$$

где σ — среднее квадратическое отклонение годового стока от его среднего значения; M_o — средний годовой модуль стока в л/сек; K — модульный коэффициент (отношение годового стока к среднему его значению); n — число лет наблюдений.

Таблица 1

Норма и изменчивость среднего годового стока рек Томской области

№ п/п	Река—пункт	По К. П. Воскресенскому		По Л. П. Семлянской		По данным автора		
		О	М	О	М	О	М	У
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	р. Лебяжья—с. Безменово . .	—	—	—	—	3,50	2,5	79
2	р. Ушайка—с. Степановка . .	—	—	—	—	3,01	5,1	161
3	р. Шегарка—д. Черемшанка . .	—	—	2,71	1,57	2,84	1,6	50
4	р. Бакса—с. Пихтовка . . .	3,50	2,0	5,91	3,38	3,85	2,2	69
5	р. Шегарка—д. Елегечева . .	—	—	10,7	3,26	7,90	2,4	76
6	р. Тоя—д. Петропавловка . .	1,70	1,1	1,70	1,14	1,94	1,3	41
7	р. Чулым—пос. Балахта . . .	101	6,9	93,2	6,36	94,3	6,5	205
8	р. Шегарка—д. Боборыкина . .	—	—	19,0	2,08	18,3	2,0	63
9	р. Бакса—д. П. Горельская . .	—	—	—	—	9,26	1,8	57
10	р. Чулым—с. Тегульдет . . .	—	—	—	—	289	4,9	154
11	р. Чулым—с. Каштаково . . .	—	—	—	—	348	5,5	173
12	р. Чулым—с. Зырянское . . .	—	—	—	—	603	6,4	202
13	р. Чулым—с. Вознесенка . . .	—	—	—	—	650	6,1	192
14	р. Чулым—с. Коммунарка . . .	773	5,9	733	5,60	764	5,9	186
15	р. Кия—г. Марининск	140	13,4	139	13,4	139	13,4	422
16	р. Кия—с. Окунево	—	—	—	—	166	9,4	296
17	р. Четь—с. Усачево	63,3	4,4	66,1	4,60	60,6	4,2	132
18	р. Яя—р. п. Яя	35,4	10,2	34,5	9,98	35,4	10,4	328
19	р. Яя—с. Семеновское	—	—	—	—	92,0	8,0	252
20	р. Китат—с. Баранцево	—	—	—	—	10,3	4,8	151
21	р. Латат—с. Ягодное	1,02	3,0	1,88	5,51	1,29	3,8	120
22	р. Улу-Юл—пос. Аргат-Юл . . .	40,4	5,2	48,2	6,19	43,6	5,6	177
23	р. Чулым—с. Сергеево	—	—	—	—	677	6,2	195
24	р. Чичка-Юл—пос. Франца . . .	—	—	25,1	4,64	24,9	4,6	145
25	р. Чая—с. Варгатер	—	—	—	—	40,8	2,2	69
26	р. Чая—с. Подгорное	—	—	86,4	3,48	96,6	3,9	123
27	р. Бакчар—пос. Матвеевский . .	—	—	18,8	3,00	25,1	4,0	126
28	р. Парбиг—пос. Мельстрой . . .	—	—	—	—	16,6	4,6	145
29	р. Парбиг—с. Верх. Поповка . .	—	—	36,4	4,12	46,7	5,3	167
30	р. Апдарма—с. Панычево . . .	6,02	2,8	7,06	3,28	8,82	4,1	129
31	р. Икса—пос. Восточный	—	—	—	—	20,4	3,6	113
32	р. Икса—с. Плотниково	7,20	2,5	8,15	2,73	6,41	2,5	79
33	р. Кеть—пос. Максимкин Яр . . .	223	5,5	226	5,58	230	5,7	180
34	р. Кеть—д. Родионовка	416	5,5	—	—	424	5,6	177
35	р. Язевая—Николаев. шлюз . . .	0,82	5,2	0,86	5,55	0,97	6,1	192
36	р. Орловка—с. Ягодный Бор . . .	—	—	—	—	52,8	5,7	180
37	р. Парабель—с. Новиково	—	—	—	—	64,5	3,6	113
38	р. Парабель—д. Соиспаева . . .	100	4,0	91,0	4,25	90,0	3,7	117

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
39	р. Кенга—пос. Центральный	—	—	24,4	4,95	29,6	4,0	126
40	р. Чузык—с. Осипово	—	—	—	—	40,8	4,0	126
41	р. Васюган—с. Майск	—	—	—	—	12,7	3,4	107
42	р. Васюган—с. Айполово	—	—	—	—	81,5	3,9	123
43	р. Васюган—Средний Васюган	150	4,3	155	4,43	157	4,5	142
44	р. Васюган—с. Наунак	—	—	—	—	287	4,5	142
45	р. Чижапка—д. Усть-Салат	—	—	—	—	52,3	3,6	113
46	р. Тым—с. Ванжиль-Кынак	—	—	84,2	10,0	72,2	8,6	271
47	р. Тым—с. Напас	174	5,4	177	5,50	178	5,5	173
48	р. Омь—г. Куйбышев	22,0	1,7	24,8	1,92	24,3	1,9	60
49	р. Тартас—с. Северное	9,55	1,6	13,0	2,18	11,3	1,9	60
50	р. Шиш—с. Васисс	9,60	5,1	8,99	4,78	7,15	3,8	120
51	р. Чека—с. Бочкаревка	5,45	2,0	5,98	2,19	5,74	2,1	66

Полученные по этой формуле значения коэффициентов вариации и их средние квадратические ошибки приведены в табл. 2.

Коэффициенты вариации годового стока увеличиваются с уменьшением площади водосбора, т. е. с уменьшением вреза долины и, следовательно, с уменьшением доли грунтового питания.

При распределении по территории области они уменьшаются с юго-запада на северо-восток, что связано с увеличением увлажнения и зарегулированности в этом направлении.

Величины коэффициента асимметрии определялись путем подбора, в результате чего выявлено, что эмпирическим кривым обеспеченности на большей части территории области соответствует кривая со значением $C_S = 2C_V$ и только в бассейне р. Тым со значением $C_S = 4C_V$.

Таблица 2

Коэффициенты вариации годового стока и их средние квадратические ошибки (%)

Река	Пункт	Период наблюдений	C_V	$\pm C_V$
Обь	г. Новосибирск	1894—1957	0,20	9
"	г. Колпашево	1915—1959	0,16	11
Томь	г. Новокузнецк	1894—1957	0,20	9
"	г. Томск	1918—1961	0,20	11
Чулым	пос. Коммунарка	1940—1959	0,21	17
Кня	г. Марининск	1940—1960	0,22	17
Бакса	с. Пихтовка	1948—1954	0,94	54
Латат	с. Ягодное	1950—1958	0,30	28
Икса	с. Плотниково	1933—1958	0,56	20
Кеть	пос. Максимкин Яр	1937—1957	0,17	16
Тым	с. Напас	1937—1959	0,18	16
Парабель	д. Соиспаева	1950—1959	0,32	27

ЛИТЕРАТУРА

1. Агрометеорологические и водные ресурсы освоения целинных и залежных земель. Под ред. Ф. Ф. Давитая. Раздел IX, п. п. 1—4. Автор-составитель Чеботарев А. И. Гидрометеиздат, Л., 1955.
2. Агупов А. В. Норма стока и колебания водности рек Западной Сибири. В сб.: «Колебания и изменения речного стока». М., 1960.
3. Азаркович Е. Ш. и Лейвиков М. Л. О норме годового стока и ее изменчивости на малых реках. «Метеорология и гидрология», № 8, 1962.
4. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Гидрометеиздат, Л., 1962.
5. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. ГГИ, серия IV, вып. 24. Гидрометеиздат, М.—Л. 1946.
6. Коженкова З. П. Температурный режим и режим осадков Томской области. Тр. ТГУ, т. 147, серия географическая. Изд. ТГУ, 1957.
7. Мезенцев В. С. Атлас увлажнения и теплообеспеченности Западно-Сибирской равнины. Изд. Омского сельхоз. ин-та, Омск, 1961.
8. Марусенко Я. И., Земцов А. А., Семлянская Л. П., Панков А. М., Минин Н. К. Гидрография Западной Сибири, т. 1. Изд. ТГУ, 1961.
9. Чемоданов С. Г. Сток рек равнинно-таежной (заболоченной) зоны Западной Сибири. Сб. III «Вопросы географии Сибири», Изд. ТГУ, 1953.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР В РАЗВИТИИ РЕЛЬЕФА СЕВЕРА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

А. А. ЗЕМЦОВ

Состоявшееся в Москве 2—5 апреля 1958 г. совещание по общим вопросам геоморфологии отметило «определенное отставание в разработке теоретических вопросов геоморфологии. Это, в первую очередь, сказывается в недостаточном анализе соотношения и роли эндогенных и экзогенных факторов в развитии рельефа конкретных районов и отдельных форм» (подчеркнуто нами — А. З.).

Последнее в значительной степени касается и севера Западно-Сибирской низменности. Долгое время в геологии и геоморфологии господствовало представление об исключительной роли экзогенных факторов в формировании рельефа низменности и почти совершенно игнорировался тектонический фактор. Такое необоснованное преувеличение значения внешних процессов можно было объяснить слабой изученностью плоской поверхности низменности и кажущимся ее однообразным геологическим строением.

С другой стороны, некоторые авторы приписывали влиянию тектоники даже образование мелких излучин рек, небольших валов на берегах озер и т. п. Неодинаковое количество террас вдоль долины реки обязательно связывали с магическими дифференциальными поднятиями. Им объяснялось все непонятное и недостаточно изученное, например, в поведении локальных террас (Д. Л. Арманд, 1950). По образному выражению Д. Л. Арманд, «создавалось представление о земной коре как о чем-то напоминающем клавиатуру многорядной гармонии, где каждая точка постоянно и независимо друг от друга перемещается вверх и вниз» (1950, стр. 54). Такие необоснованные утверждения лишь запутывают вопрос, дискредитируют тектонический фактор и, естественно, вселяют у определенной части исследователей недоверие к нему. Мы считаем эти представления совершенно неправильными и отвлекающими внимание геологов и географов от детального изучения многообразных проявлений внешних агентов.

В настоящее время, когда на севере Западной Сибири была впервые проведена аэрофотосъемка, закончена площадная геологическая съемка, пробурены сотни опорных и структурных скважин, детально изучены мощные толщи рыхлых осадочных пород и выполнен определенный объем геофизических исследований, представилась возможность ближе подойти к выяснению взаимодействия рельефообразующих факторов и установлению их роли в формировании этой равнины.

Не преувеличивая значения тектоники и не считая последнюю своего рода панацеей, помогающей во всех случаях жизни и с помощью которой можно объяснить любое непонятное явление, мы считаем, однако, возможным утверждать об определяющем и направляющем значении тектонического фактора в рельефообразовании севера Западно-Сибирской низменности.

Рельеф последней сформировался под влиянием сложного взаимодействия факторов, но при ведущем тектоническом факторе. Тектоникой обусловлено общее опускание низменности, что привело к накоплению мощных толщ рыхлых отложений мезокайнозоя и развитию здесь преимущественно аккумулятивного рельефа. В мезокайнозое на фоне общего прогибания низменности имели место колебательные дифференциальные движения, которые во многих случаях развивались по унаследованному тектоническому плану от геоструктур складчатого палеозойского фундамента. Положительные и отрицательные структуры мезокайнозойского покрова, имеющие отражение в современном рельефе, в основном совпадают с возвышенностями и впадинами фундамента.

В обоснование этого тезиса и выявления действительной роли тектоники в развитии рельефа приведем новые материалы.

Геофизическими исследованиями и данными глубокого бурения доказывается в основном двухъярусное строение Западно-Сибирской низменности (Д. В. Дробышев и Казаринов, 1958; Н. Н. Ростовцев, 1958). Складчатый фундамент последней, состоящий из сильно метаморфизованных и интенсивно дислоцированных главным образом осадочных толщ палеозоя, погребен под полого, почти горизонтально залегающими мезокайнозойскими осадками, мощность которых колеблется в значительных пределах.

Л. Я. Проводниковым (1957) дана схема рельефа доюрского фундамента Западно-Сибирской низменности. В северо-восточной части последней устанавливается крупная Обь-Енисейская система поднятий с наиболее приподнятым Вах-Тазовским сводом, где глубины до фундамента составляют всего 1,5—2,5 км. В низовьях Таза выделяется Тазовская впадина, где фундамент погружен до глубины 4—4,5 км. В северо-западном направлении эта впадина соединяется с Надымской впадиной, где глубина до фундамента достигает 6 км.

Приведенные материалы, наряду с аналогичными геофизическими данными других исследователей, позволяют вполне определенно утверждать о наличии в этой части низменности на поверхности ее фундамента крупных впадин и возвышенностей. Формирование последних, по-видимому, началось при геосинклинальном режиме в палеозое, когда имели место интенсивные дифференциальные движения. Следует отметить значительную амплитуду этих движений, создавших горный рельеф с относительными превышениями возвышенностей над впадинами фундамента, достигающими 3—4 км.

Несомненно, что крупные положительные и отрицательные геотектонические структуры не могли не сказаться на дальнейшем ходе геологической истории и развитии рельефа Западно-Сибирской низменности, определяя размещение областей сноса и аккумуляции.

Имеются данные, которые свидетельствуют о том, что примерно по такому же структурному плану, но с гораздо меньшей амплитудой продолжались тектонические подвижки и в более позднее мезокайнозойское время. Это доказывается тем, что во многих случаях крупные впадины и поднятия фундамента отражаются в условиях залегания на нем мощной толщи мезокайнозойских осадков. Последние в сглаженном виде повторяют или облакают наиболее крупные впадины и возвы-

шенности фундамента и, следовательно, подтверждают дальнейшее поднятие или опускание палеозойских структур по прежнему плану и доказывают их тектоническое происхождение. И. В. Дербилов и В. П. Казаринов пришли к выводу, что «складки над выступами кровли фундамента в рыхлой толще верхнего структурного этажа в значительном большинстве случаев так или иначе прослеживаются почти по всем или большинству горизонтов юры и мела» (7, стр. 42). В приенисейской части низменности Д. К. Зеgebарт (1956) установил, что палеозойские слои залегают под углом 20° — 80° , мезозойские же породы под углом не более 10° , а кайнозойские располагаются почти горизонтально. Наблюдается, как утверждает Д. К. Зеgebарт, постепенное затухание тектонических напряжений во времени. По данным В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной (1956), на междуречье Б. и М. Хеты отложения верхнего мела — палеоцена к югу от 69° с. ш. погружаются соответственно прогибу здесь и в более древних породах, а в бассейне Турухана снова поднимаются, выходя, как показали наши наблюдения, на дневную поверхность по рр. Худосее, Печаль-кы, правым притокам Таза. В этом же направлении геофизикой устанавливается и значительное поднятие фундамента.

Тектоническая природа мезокайнозойских структур доказывается не только наклонным залеганием осадков, исчисляемым несколькими градусами, но и выклиниванием отдельных стратиграфических горизонтов и изменением фаций и мощностей по простиранию. Так, на юго-западном склоне Вах-Тазовского свода, у пос. Корлики, мощность континентальных третичных отложений равна 50—60 м. К западу в ларьякской опорной скважине мощность этих отложений возрастает до 267 м. Особенно значительное поднятие испытывает в этом направлении и одновременно сокращается в мощности толща верхнемеловых пород. В пос. Корлики кровля последних залегают на абсолютной высоте — 5 м, в с. Ларьяк она опускается на глубину 475 м. При расстоянии между скважинами, равном 120 км, падение составляет 4 м на 1 км (С. Б. Шацкий, 1957). Изменяется и состав пород. Морские осадки турона и сенона сменяются к востоку прибрежно-морскими осадками. С глубины возрастает почти в 2 раза и величина падения пластов. Кровля континентальных отложений сеноман-турона (?) вскрыта в с. Ларьяке на глубине 981 м, а у пос. Корлики она залегают на глубине 122 м. Падение составляет 7 м на 1 км (С. Б. Шацкий, 1957).

Позднее геофизическими исследованиями было установлено здесь в районе Камсесского поднятия относительно близкое к поверхности залегание кровли фундамента и значительное погружение его к западу и востоку.

Приведенные примеры подтверждают, что на фоне общего прогибания низменности в мезокайнозой имели место колебательные эпейрогенитические движения, в результате отдельные участки низменности испытывали движения разной интенсивности, образовавшие крупные поднятия и обширные впадины. В ряде случаев эти тектонические структуры мезокайнозоя совпадают с возвышенностями и впадинами палеозойского фундамента и являются в какой-то мере унаследованными.

Важное значение в формировании современного рельефа севера Западной Сибири имеет неотектоника. В. Н. Сакс (1953) доказывает, что в колебании береговой линии в четвертичное время основную роль играли тектонические движения. Значительной мобильностью и интенсивным проявлением неотектоники отличается приенисейская часть низменности, где развивались блоковые унаследованные движения по дре-

вним разломам фундамента (С. А. Архипов, 1960). Во внутренних же районах последней, как и вообще на платформах, неотектоника, по В. А. Обручеву (1948), выражалась «выпучиваниями фундамента вместе с молодыми покровными толщами разного состава, а также плоскими прогибами» (стр. 15). Это положение для низменности в целом подтверждено многими исследователями (В. В. Вдовин, 1956; В. А. Николаев, 1961; Е. П. Покрасс, 1954; Л. А. Рагозин, 1953 и др.)^{*}).

Нами отмечено проявление неотектоники в современном рельефе северо-востока низменности. Выяснение зависимости форм современного рельефа от мезокайнозойских геоструктур показало, что последние находят достаточно ясное отражение в рельефе.

В областях тектонических поднятий и депрессий рельеф характеризуется некоторыми особенностями, позволяющими вполне выделять и отличать друг от друга положительные и отрицательные геоструктуры. Так, в области поднятия в верхнем течении Таза (Вах-Тазовский свод фундамента) приурочены: 1) наибольшие абсолютные отметки низменности от 200 до 245—285 м, 2) значительно расчлененный эрозией рельеф, 3) выходы на дневную поверхность верхнемеловых пород, перекрытых 4) маломощным плащом четвертичных отложений, из которых 5) выпадают отдельные стратиграфические горизонты.

На Худосей-Ширтинском междуречье кровля верхнемеловых пород поднята до абс. высоты 25—50 м, а в соседней Таз-Туруханской впадине эти породы вскрыты на глубине 100 м ниже уровня моря и погребены под мощной (до 200 м) толщей четвертичных отложений. Морена максимального оледенения на этом междуречье имеет примерно одинаковую мощность, но залегает на самых различных гипсометрических отметках. В верховьях рр. Б. и М. Ширт, Печаль-кы эта морена описана на отметках +150 м, а в скважине у пос. Тольки она вскрыта на несколько десятков метров ниже уровня моря. В Енисейской же депрессии, по данным С. А. Архипова, эта морена залегает на глубине 200—250 м ниже уровня моря.

Характерна для областей поднятий весьма слабая заболоченность поверхности и отсутствие на ней торфяников. В глубоких и относительно узких долинах ряда притоков верхнего Таза отмечены врезанные меандры и террасы с цоколями из верхнемеловых пород. Контуры речных долин ясно выделяются в рельефе. Реки имеют большой уклон и продольный профиль с разломами, отмеченными небольшими порогами и перекатами.

Рельеф в областях тектонических впадин характеризуется противоположными чертами. Так, Таз-Туруханская депрессия заполнена мощной толщей четвертичных отложений, среди которых преобладают морские и ледниково-морские осадки. Рельеф здесь плоский или пологоволнистый с небольшими колебаниями относительных высот и абсолютными отметками, обычно не превышающими 100—120 м. На сильно заболоченной поверхности очень много озер и широко развиты мощные торфяники.

Итак, из изложенного видно, что основные тектонические элементы — крупные поднятия и депрессии, отражающиеся в современном рельефе северо-востока низменности и заложенные еще в мезозое, развивались в четвертичном периоде по унаследованному тектоническому плану: продолжалось воздымание положительных мезозойских структур и опускание депрессий. Подтверждается в данном случае глубокая

^{*}) Недавно выявлены разрывы и сбросы в осадочном чехле центральной части низменности, часто совпадающие с крупными разломами в складчатом фундаменте.

связь современного рельефа этой части низменности с мезокайнозойскими структурами, а через них — с рельефом фундамента. Отсюда напрашивается вывод о большой консервативности тектонического плана этой части платформы и о достаточно активной тектонической жизни в мезокайнозое.

Тектонический фактор определил основные черты макрорельефа севера низменности. Морские трансгрессии и регрессии, развитие и распространение четвертичных покровных оледенений, активизация эрозионно-денудационных процессов также в значительной степени определялись неотектоническими движениями.

Тектонические поднятия были своего рода барьерами, которые препятствовали распространению морских трансгрессий и движению ледниковых покровов. Так, зырянский ледник не проникал за пределы Таз-Туруханской депрессии. Возвышенности Таз-Енисейского междуречья препятствовали проникновению моря в таз-санчуговское время к бассейну верхнего Таза. Вах-Тазовское поднятие преграждало путь на юг тазовскому ледниковому покрову.

На северо-востоке низменности установлены отложения трех оледенений: 1) максимального, 2) тазовского и 3) зырянского. Причем для тазовской ледниковой эпохи характерны ледниково-морские отложения. Наличие последних на севере Западной Сибири еще раз подчеркивает значение тектоники.

Гляциально-эвстатической гипотезой невозможно объяснить соотношения между морскими трансгрессиями и оледенениями в Западной Сибири. Широкое распространение в пределах последней, наряду с субаэральными моренами, ледниково-морских осадков свидетельствует о синхронном развитии морской трансгрессии и тазовского оледенения. Это может быть связано с тектоническим поднятием Средне-Сибирского плоскогорья и опусканием северной части низменности в период относительного похолодания климата, что убедительно доказывается С. А. Архиповым (1960). Создавая дополнительное увлажнение, трансгрессировавшее море смягчало континентальность климата и способствовало развитию тазовского ледникового покрова. Возможно, что значительные размеры области максимального оледенения связаны также с синхронным развитием морского бассейна на севере низменности. Это, в частности, доказывается для низовьев р. Оби Г. И. Лазуковым. На северо-востоке за морены максимального оледенения принимают маломощные галечники, сохранившиеся, как полагают, от размыта морены. Однако была ли последняя субаэральной или «морской» мореной, судить по оставшимся галечникам очень трудно. Зырянский ледник, наступавший после тазовского, имел значительно меньшие размеры, ибо его развитие протекало в период регрессии моря и сопровождалось по периферии интенсивным промерзанием горных пород на значительные глубины. Несомненно, что в Западной Сибири мощная (200—300 м) вечная мерзлота с глубоко погруженной сейчас кровлей формировалась в условиях резко континентального климата, способствовавшего промерзанию горных пород и препятствовавшего развитию ледников.

Покровные оледенения и вечная мерзлота имеют одну общую причину — похолодание климата. Они вполне самостоятельные типы криосферных образований и вызваны функциями климата, прямо противоположными друг другу. Следовательно, развитие оледенений в Западной Сибири с ее сравнительно резким континентальным климатом могло происходить достаточно широко лишь при наличии морских трансгрессий, вызываемых тектоническими движениями. В противном

случае оледенение развивалось в гораздо меньших масштабах и происходило преимущественно образование вечной мерзлоты.

Итак, в развитие оледенений под влиянием общего похолодания климата тектонический фактор внес существенные коррективы. Неодинаковые размеры ледниковых покровов в разные эпохи оледенений Западной Сибири, их синхронность или асинхронность с морскими трансгрессиями, соотношение покровных оледенений и вечной мерзлоты во многом зависели от тектоники.

Сказанное подтверждает «различный характер реакций природной географической среды на однозначные импульсы» — известный теоретический принцип, выдвинутый в свое время И. П. Герасимовым и К. К. Марковым. Общее похолодание климата в четвертичном периоде нашло многообразное и отличное от Европы и Восточной Сибири отражение на севере Западно-Сибирской низменности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арманд Д. Л. Изучение геоморфологических процессов экспериментальным методом. Труды института географии, т. XVII, вып. 4, 1950.
2. Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея. Труды института геологических наук, 1960.
3. Вдовин В. В. Современные структуры мезокайнозойского покрова полярной зоны Западно-Сибирской низменности. Тезисы доклада на X научной сессии ЗСФАН, Новосибирск, 1956.
4. Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Ред. Д. В. Дробышев и В. П. Казаринов. Труды ВНИГРИ, в. 114, 1958.
5. Зегебарт Д. К. Основные черты тектонического строения правобережья р. Енисея между устьями рр. Подкаменной Тунгуски и Дудинки. Труды «НИГРИ золотого», в. 21, 1956.
6. Земцов А. А. К итогам геокриологических исследований в Западной Сибири. Сборник «Гляциология Алтая» № 2, 1962.
7. Земцов А. А. и Шацкий С. Б. Гос. геологич. карта СССР, лист Q-44. Госгеолтехиздат, М., 1958.
8. Николаев В. А. Неотектоника Западно-Сибирской низменности. Труды Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Том III, 1961.
9. Обручев В. А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники. Известия АН СССР, серия геол., № 5, 1948.
10. Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах южной части Западно-Сибирской низменности. Сб. «Вопросы географии», № 35, 1954.
11. Проводников Л. Я. Схема структурных элементов, вещественного состава и рельефа фундамента Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным. Известия вост. филиалов АН СССР, № 6, 1957.
12. Рагозин Л. А. Значение четвертичной геологии и неотектоники в изучении структур фундамента Западно-Сибирской низменности. Бюлл. ком. по изуч. четвертичного периода, № 19, 1953.
13. Ростовцев Н. Н. Западно-Сибирская низменность. Труды ВНИГРИ, вып. 96, 1956.
14. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Труды НИИГА, т. 77, 1953.
15. Сакс В. Н. и Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Труды НИИГА, том 89, вып. 6, 1956.
16. Шацкий С. Б. Железосные верхнемеловые отложения восточной части Западно-Сибирской низменности. Вестник ЗСГУ, № 1, 1957.

К ФОРМИРОВАНИЮ РЕЛЬЕФА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

А. А. ЗЕМЦОВ

Центральная часть Западно-Сибирской низменности характеризуется исключительной равнинностью. Здесь на сотни километров тянутся плоские, сильно заболоченные пространства. Типичным для этой части низменности является Вахское Приобье, на примере которого мы осветим некоторые вопросы формирования рельефа низменности. Высотные отметки здесь нигде не превышают 100—160 м над уровнем моря. Наиболее значительные абсолютные высоты приурочены к Ларьякскому и Аганскому «материкам», а минимальные — к крайнему юго-западу, к долине р. Оби, в сторону которой наклонена вся описываемая территория. Юго-западную ориентировку имеют все правые притоки Оби и Ваха.

Вахское Приобье занимает бассейн нижнего и среднего течения р. Вах, а также бассейны правых притоков р. Оби — рр. Трайгородской, Назинской, Мечипугольской, Вартовской и Киевского Егана.

Ниже мы охарактеризуем факторы рельефообразования, связь мезо-кайнозойских структур с современным рельефом. На основе собранных материалов нами дается геоморфологическое районирование и история развития рельефа Вахского Приобья.

1. Факторы рельефообразования

Плоский равнинный рельеф Вахского Приобья обусловлен историей его развития, особенно в четвертичное время. Формирование рельефа происходило в результате сложного взаимодействия и борьбы противоположно направленных тектонических и климатических факторов. В мезозое и кайнозое здесь, как и в других районах Западно-Сибирской низменности, преобладали тектонические опускания и происходило накопление мощных толщ рыхлых отложений и развитие преимущественно аккумулятивного рельефа. В кайнозое на фоне общего опускания низменности имели место, с одной стороны, медленные колебательные движения, образовавшие крупные тектонические поднятия и обширные впадины, с другой стороны, дифференциальные движения, которые проявлялись на сравнительно небольших участках.

Проведенные в последнее время геофизические исследования, глубокое и структурное бурение и площадная геологическая съемка позволили выяснить в общих чертах геоструктуру палеозойского фундамента и мезо-кайнозойского покрова и установить соотношение между

ними. Представилась, наконец, возможность выяснить роль последних в формировании современного рельефа. Доказано, что на юго-западе Вахского Приобья почти все антиклинальные поднятия приурочены к выступам палеозойского фундамента. По данным К. М. Жадина (1958), на Назинской площади, расположенной в юго-западной оконечности Александровского вала, «антиклинальный перегиб слоев в несколько сглаженной форме прослеживается включительно до третичных отложений» (стр. 12).

Таким образом, здесь мы имеем полное совпадение структурных планов по разновозрастным отложениям мезо-кайнозоя. Тектонические движения проявлялись в течение всего этого периода, но интенсивность их постепенно затухала.

В данном случае и новейшие тектонические движения, играющие исключительно важную роль в формировании современного рельефа, являются унаследованными, и рельеф, следовательно, имеет глубокие «корни».

Из факторов экзогенных наиболее важными были древние покровные оледенения и связанные с ними многократные перестройки гидрографической сети. Ледниковый покров в самаровское время занимал бассейн р. Вах. Лишь южная его часть являлась перигляциальной зоной, сформировавшейся под косвенным влиянием этого ледникового покрова. Водами последующего, тазовского, оледенения были размыты обширные пространства на правом берегу р. Вах и образовались зандровые равнины.

В дальнейшем преобразовании рельефа большое значение имели эрозивно-денудационные процессы, которые или замедлялись, или оживлялись новейшими тектоническими движениями. Наиболее интенсивно развивались эти процессы в областях тектонических поднятий.

Образование обширных болотных массивов, особенно на правом берегу р. Вах, и накопление здесь мощных торфяников способствовало выравниванию неровностей, сглаживанию контрастов и выполаживанию склонов. Эволюция рельефа под воздействием интенсивного торфонакопления осуществляется сравнительно быстро и в ряде случаев превышает скорости плоскостного смыва и неотектонических движений. По данным М. Н. Никонова (1957), скорость торфонакопления в умеренной зоне европейской территории СССР 0,5—1 мм в год или около 1 м в тысячелетие, что примерно в 100 раз превышает скорость плоскостного смыва. Проявление новейших тектонических движений в таких заболоченных районах также значительно затушевывается. На самом деле, в платформенных областях скорости тектонических поднятий составляют 0,07—0,25 мм в год (Н. И. Николаев, 1949), что в несколько раз меньше скорости торфонакопления. Учитывая, что период накопления торфа в центральной части Западно-Сибирской низменности продолжался многие тысячелетия, а его мощность достигает 20 м, можно судить, насколько велико значение торфонакопления в преобразовании рельефа, где заболоченность местами превышает 50% от всей площади. Однако до сих пор на этот процесс не обращалось должного внимания, хотя важность его в нивелировке рельефа вполне очевидна.

Рельефообразующие факторы непрерывно изменяются в пространстве и во времени. В отдельные этапы геологической истории одни процессы преобладали над всеми остальными. С течением времени картина менялась. Так, например, ведущим процессом рельефообразования в самаровскую эпоху являлся ледниковый покров. В послесамаровское время во вторую половину четвертичного периода более интенсивно стали проявляться новейшие тектонические движения, которые весьма существенно сказываются и на развитии современного рельефа.

К современным физико-геологическим процессам относятся: 1) эрозионно-денудационные процессы, главным образом речная (боковая и глубинная) эрозия, в меньшей степени эрозия временных потоков, образующих овраги и оползневые явления в прибрежной полосе. Развитие эрозионно-денудационных процессов в значительной степени определяется новейшими тектоническими движениями. В областях опускания реки интенсивно меандрируют в результате преимущественного развития боковой эрозии. Разрушаются вогнутые берега излучин и намываются песчаные отложения на противоположных выпуклых берегах. Насколько быстро развиваются эти процессы, можно судить по следующему примеру. Русло р. Колик-Еган у пос. Максатка сместилось влево за 12 лет (с 1948 по 1959 гг.) примерно на сто метров. Одновременно с разрушением левого вогнутого берега и смещением русла на выпуклом правом берегу образовалось за это время два крупных береговых вала. Один из них уже порос древесной растительностью.

Размыв берегов реками приводит также к образованию оползней (по левому берегу Ваха и особенно по правому берегу Колик-Егана). Разрушение берегов рек происходит интенсивно во время весеннего половодья.

Эрозионные процессы имеют место и на крупных озерах, берега которых разрушаются во время ветрового волнения. Одним из важнейших процессов является заиление, зарастание и заторфование озерных котловин. Многие озера имеют дно и берега, сложенные мощными торфяниками. Процессы торфообразования развиваются и на болотных массивах, что приводит к постепенному выравниванию поверхности и уменьшению амплитуды колебаний относительных высот. С торфяниками и мерзлотными явлениями связано образование торфяных бугров, распространенных в северной части Вахского Полесья.

Деградация вечной мерзлоты способствует развитию термокарстовых озер.

На песчаных равнинах Вахского Полесья, особенно на грядах, проявляется деятельность ветра, которая способствует перевеванию песков и образованию эоловых форм рельефа, особенно на задровых равнинах.

2. О связи мезо-кайнозойских структур с современным рельефом

Рассматривая влияние тектоники на рельефообразование, мы подчеркивали, что тектоника является ведущим и направляющим фактором, создавшим основные черты рельефа интересующей нас части Западно-Сибирской низменности. Выше отмечалось также, что на Назинской площади складки под выступами кровли фундамента в несколько сглаженной форме прослеживаются в толще мезо-кайнозоя.

Как же отражаются мезо-кайнозойские структуры в современном рельефе Вахского Приобья? Какова зависимость рельефа от этих структур? Если последние отражаются, то каким образом?

На поставленных вопросах необходимо остановиться несколько подробно. Ибо выявление в рельефе локальных структур, благоприятных в отношении нефти и газа, без выполнения определенного объема дорогостоящих буровых работ имеет исключительно важное значение, особенно для бассейна р. Ваха, сильно заболоченного и весьма труднодоступного.

На площади Вахского Приобья установлено два крупных свода — Усть-Вахский (на западе) и Верхне-Тазовский (на востоке), которые отвечают структурам I порядка. Первый из них осложнен структурами

II порядка — Нижне-Вартовской и Александровской зонами поднятий, которые разделяются Колтогорским прогибом. С востока Усть-Вахский свод огибает Агано-Ларьякская впадина. Эти структуры осложнены более мелкими локальными поднятиями — структурами III порядка. Так, в южной части Александровской зоны поднятия выделяются Назинская и Лукашкинская структуры III порядка. Севернее по р. Ваху довольно точно установлены Охтеурьевская и Люк-Пайская структуры. Последние отчетливо показываются на профиле колонкового бурения, составленном А. В. Колупаевым.

Взаимосвязь структур с рельефом обусловлена тем, что в пределах описываемой площади мезо-кайнозойские структуры отражаются через унаследованно развивающиеся и довольно интенсивно проявляющиеся новейшие движения.

Неотектоника существенно сказывается на рельефе междуречий и морфологии долин. Детальными исследованиями, проведенными Л. К. Зятьковой (1961), в бассейне р. Вах выявлен ряд признаков, позволяющих считать речные долины индикаторами новейших тектонических движений. Анализируя продольные профили рек, она выделила зоны с повышенным падением рек, которые приурочены к поднятиям. Анализ фаций и мощностей также дал возможность установить районы интенсивных тектонических движений.

Взаимосвязь структур с рельефом мы покажем на примере Охтеурьевской и Люк-Пайской структур, которые очень хорошо изучены комплексными методами исследования. Согласно профилю колонкового бурения, Охтеурьевская структура имеет более крутое западное и пологое восточное крылья. В северном направлении она погружается, однако это погружение очень пологое, так как скважинами ручного бурения на предполагаемом погружении были вскрыты осадки палеогена на притоках Колик-Егана.

Люк-Пайская структура зафиксирована антиклинальным перегибом мезо-кайнозойских слоев. Амплитуда поднятий по внутриюрским горизонтам достигает 150 м.

Охтеурьевская и Люк-Пайская структуры отчетливо выражаются в современном рельефе. В пределах этих структур наблюдается наиболее интенсивное расчленение рельефа, имеющего наиболее значительные абсолютные отметки (до 110 м). Поверхность расчленена многочисленными, глубоко врезанными оврагами, устья которых расположены выше уреза воды в р. Вах. Здесь же, в районе Люк-Пайской структуры на дневную поверхность выходят осадки палеогена. Речная долина суживается до 6 км, а ширина поймы — до 4 км. В области же Ларьякской впадины долина имеет ширину около 30 км, а пойма соответственно — до 12,5 км. Русло Ваха здесь значительно спрямлено. Рекою пересекаются веера блуждания, а не следуют параллельно ей. Глубинная эрозия преобладает над боковой, в результате на пойме — большое количество брошенных меандр. Наибольшее падение рек приурочено также преимущественно к краевым зонам Охтеурьевской и Люк-Пайской структур. Здесь коэффициент падения, по данным Л. К. Зятьковой (1961), увеличивается до 13—17 см/км, по сравнению с областями погружения, где этот коэффициент едва достигает 5—5 см/км. Как нами уже указывалось, заметно возрастает песчанность и грубозернистость пойменного аллювия на участках пересечения Вахом описываемых структур.

Области поднятия отражаются и в рельефе водораздельных плато — наблюдаются течения грунта и болотной солифлюкции по краевым зонам поднятий, часто встречаются котловины бывших здесь ранее

озер, от которых радиально растекаются болотные шлейфы. Особенно отчетливо это проявляется в районе озер Тяхтя-Эмтор и Игол-Эмтор.

Следовательно, геолого-геоморфологические признаки, установленные в пределах Охтеурьевской и Люк-Пайской структур, полностью согласуются с данными глубокого структурного бурения и геофизическими исследованиями. Отсюда возникает возможность по установленным признакам (подтвержденным комплексом других методов) наметить такие структуры в еще слабо изученных и труднодоступных районах.

Л. К. Зятьковой таким образом устанавливаются Усть-Колик-Еганское поднятие и Ай-Колик-Еганское поднятие на северном продолжении Охтеурьевской структуры. Нашими исследованиями, с широким применением ручного бурения, подтверждается продолжение на север Александровской зоны поднятий. По Ай-Колик-Егану скважинами вскрыты неглубоко залегающие отложения третичного возраста. Рельеф на данном участке имеет много черт, характерных для области поднятий (наличие перекастов в связи с повышенным коэффициентом падения реки, спрямление русла, коленчатые изгибы последнего и т. д.).

Нижне-Сабунское поднятие, намеченное геолого-геоморфологическими методами, сейчас нашло подтверждение данными структурного бурения, выполненного в 1960 г. Новосибирским геологическим управлением. Скважинами в районе пос. Сосновый Бор на р. Сабун было отмечено поднятие на фоне общего постепенного повышения борта Ларьякской впадины к западному склону Пыль-Караминского вала. Именно в пределах Нижне-Сабунского поднятия наблюдаются наиболее значительные перестройки гидрографической сети. На поверхности видны брошенные долины рек, спрямленные участки русла. На аэрофотоснимках отчетливо выделяются крупные излучины, которые находятся далеко от современных долин. Характерно, что именно здесь развиты линейно вытянутые с северо-востока на юго-запад песчаные гряды, которые параллельно друг другу тянутся на многие километры. Реки имеют на данном участке узкие и достаточно глубоко врезанные долины, в которых обычно прослеживается только пойма и реже первая надпойменная терраса. Реки, бросив свои прежние долины, недостаточно хорошо разработали себе новые долины, где более высоких террас, естественно, не должно быть.

Такова в общих чертах взаимосвязь между мезо-кайнозойскими структурами и современным рельефом.

3. Геоморфологическое районирование

Первая попытка геоморфологического районирования бассейна р. Вах принадлежит В. А. Дементьеву (1934), который составил схематическую геоморфологическую карту среднего и нижнего течения р. Вах.

В 1953 г. нами была составлена геоморфологическая карта на основе дешифрирования аэрофотоснимков, аэровизуальных и наземных геоморфологических наблюдений и дано подробное описание рельефа, изложена история его развития. Более поздние исследования не внесли существенных изменений, а лишь дополнили и детализировали составленную нами геоморфологическую карту. Особенно много было сделано в последнее время для выяснения зависимости развития современного рельефа от тектонических движений (Е. Н. Петров, Л. К. Зятькова и др.).

В бассейне р. Вах выделяются аккумулятивный (ледниковый и водно-ледниковый) и эрозионно-аккумулятивный (аллювиальный) типы рельефа.

I. Ледниково-аккумулятивный рельеф, представленный интенсивно расчлененным пологохолмистым рельефом моренных образований эпохи самаровского оледенения, занимает незначительные площади на левобережье р. Вах (так называемый Ларьякский «материк») и на правом берегу правого притока р. Вах — Колик-Егана (Аганский «материк»). Этот тип рельефа характеризуется наиболее высокими абсолютными отметками, достигающими 160 м, значительной эрозионной расчлененностью, весьма слабой заболоченностью и отсутствием озер.

Описываемые «материки» сложены валунными суглинками и частично флювиогляциальными песками. Первичный ледниковый холмисто-моренный рельеф не сохранился — здесь нет ясно выраженных краевых конечно-моренных образований, отдельных холмов, замкнутых впадин и т. д. Морена перекрыта мощной толщей покровных суглинков. О былом оледенении свидетельствуют лишь вскрывающиеся в береговых обнажениях материков валунные суглинки самаровского (максимального) оледенения.

Первичный холмисто-моренный рельеф в послеледниковое время был значительно преобразован эрозионно-денудационными процессами, интенсивно расчленен хорошо развитой густой гидрографической сетью древовидного типа, и его можно назвать типичным эрозионным. Длинные, разветвляющиеся на несколько отвершков овраги глубоко врезаются в «материки», расчленяя его пологохолмистую поверхность в придолинной части. Глубина отдельных оврагов достигает 30—40 м. Овраги имеют обрывистые склоны только вблизи речных долин, далее склоны их постепенно выравниваются, становятся более пологими, а плоские днища обычно заболочены.

В прибрежных полосах, размываемых реками, много оползней и циркообразных оврагов суффозионного типа, развитие которых обусловлено выходами грунтовых вод. Подмыв берегов реками и оползание склонов способствуют образованию лесных заломов, часто встречающихся на реках, дренирующих «материки». Особенно много заломов было отмечено по правым притокам Колик-Егана, речкам Вонтер-Еган и Ершовой. Во время маршрута по этим речкам мы насчитали более 50 заломов. В верховьях эти речки непроходимы.

Таким образом, холмистость в данном случае эрозионного генезиса и лишь на водораздельных пространствах редко встречаются сохранившиеся формы ледниково-аккумулятивного рельефа, в меньшей степени затронутые процессами денудации. Пологие склоны сохранившихся небольших возвышенностей покрыты делювиальными отложениями. Мощные торфяники местами сивелировали первичный холмисто-волнистый рельеф. Холмы имеют весьма пологие очертания вершин и склонов и незаметно сливаются с окружающей выравненной поверхностью. Относительно редко встречающиеся здесь болота в значительной мере разобщены и имеют древовидную, лапчатую форму. Возможно, такой рисунок болот свидетельствует о заболоченности имевшейся здесь ранее гидрографической сети в связи с тектоническим опусканием местности на отдельных участках и изменением физико-географических условий в сторону большей увлажненности.

Озера были спущены развившейся речной сетью и превратились в заболоченные котловины. Только небольшие «окна воды» среди торфяников свидетельствуют о бывших здесь ранее водоемах. Холмистость первичного рельефа препятствовала слиянию отдельных небольших болот в один заболоченный массив.

II. Водно-аккумулятивный рельеф. Значительно шире распространены типы рельефа, связанные с водно-ледниковой аккумуляцией, сре-

ди которых выделяются: 1) плоскоравнинный рельеф перигляциальной зоны самаровского оледенения и 2) зандровая равнина тазовского оледенения, где более значительные пространства занимает заболоченное Вахское Полесье и меньшую площадь — грядовой рельеф.

1). Плоскоравнинный рельеф перигляциальной зоны самаровского оледенения распространен на Вах-Тымском междуречье, южнее эрозионного рельефа, развитого на валунных суглинках самаровской морены. Причем переход между этими двумя типами рельефа очень постепенный и границу мы проводим весьма условно.

Плоская равнина, сложенная водно-ледниковыми отложениями, перекрытыми мощной толщей торфяно-болотных, суглинистых отложений, отличается весьма слабым колебанием относительных высот. Абсолютные отметки колеблются в пределах 100—120 м, достигая наибольших значений в восточной части. Равнинность и сглаженность рельефа, большое количество выпадающих атмосферных осадков при замедленном стоке поверхностных и грунтовых вод способствуют заболачиванию плоской поверхности Вах-Тымского междуречья. В результате водораздельные пространства заняты крупными, но несколько разобщенными болотными массивами. Центральные части этих массивов заметно возвышаются над периферийными участками. Мощность торфяников здесь достигает нескольких метров и поэтому первичные неровности рельефа сглажены.

Болота на междуречьях — верхового сфагнового типа. Озера встречаются исключительно редко в виде «окон воды» среди торфяников, имеющих небольшие размеры. По-видимому, развитие болот произошло не только за счет заболачивания суходолов, но и путем зарастания небольших озер, являвшихся наиболее широко распространенным элементом ландшафта перигляциальной полосы. Такие озера могли возникнуть в связи с деградацией вечной мерзлоты и развитием термокарста.

Южнее предполагаемой границы самаровского ледникового покрова тянется хорошо выраженная полоса реликтовых, полностью заболоченных озер. Последние прекрасно отражены на аэрофотоснимках в виде округлых заболоченных понижений. Древесной растительности на них нет.

Поскольку первичный рельеф перигляциальной зоны был более плоским и ровным, чем расположенный севернее рельеф ледниковой аккумуляции, спущенные реками озера оказались заболоченными. Возникшие таким образом изолированные болота, постепенно разрастаясь, соединились друг с другом и образовали несколько крупных массивов. Это также свидетельствует о более «древнем» возрасте описываемых болот, о большей их дряхлости по сравнению с болотами Вахского Полесья.

2). Зандровая равнина тазовского оледенения распространена повсеместно. Равнина исключительно широко развита на правобережье р. Вах и занимает большую площадь бассейна Ваха. По своему генезису эта равнина представляет обширные зандровые поля, расположенные южнее краевых ледниковых образований тазовского ледникового покрова и сложенные флювиогляциальными песками с редкими валунами и галькой, переходящими к югу, к долине р. Вах, в горизонтально-слоистые аллювиально-озерные пески. Эти осадки перекрыты почти повсеместно толщей более молодых верхнечетвертичных озерно-болотных отложений, среди которых местами встречаются торфяники мощностью

более 10 м. Наблюдается постепенное понижение абсолютных высот зандровой равнины к югу и юго-востоку от краевых ледниковых образований, расположенных на Таз-Вахском водоразделе, где высоты достигают 245—285 м над уровнем моря. К долине р. Вах намечается пологий скат и отметки снижаются до 100—120 м, а затем до 60—80 м над уровнем моря. В пределах равнины колебания абсолютных и относительных высот весьма невелики. Горизонталы идут почти параллельно в широтном направлении.

Характерной чертой рельефа зандровых полей является почти идеальная равнинность. На сотни километров тянется монотонная плоская или пологоволнистая поверхность, на которой располагаются заболоченные массивы с исключительным обилием озер. В центральной части равнины, на междуречье Сабуна и Колик-Егана, эти массивы, соединяясь друг с другом, образуют сплошное колоссальное болото с озерами, возникшими, вероятно, в результате спуска и распада единого мелководного бассейна на небольшие водоемы и постепенного их заболачивания. Этот процесс продолжается и в настоящее время, о чем свидетельствуют факты осушения крупных озер и разделения их на более мелкие водоемы, а также обширные заболоченные пространства, окаймляющие широкой полосой озера и озерные террасы.

Характерным элементом ландшафта зандровых равнин являются многочисленные озера различной величины, формы и генезиса. Они имеют весьма различные очертания береговой линии, глубина их не превышает 2—3 м при размерах площадей, достигающих нескольких десятков квадратных километров (например, оз. Торм-Эмтор). Озера имеют обширные песчаные и илистые отмели и располагаются среди болот, которые ранее были частями озерной котловины.

Вокруг озера Торм-Эмтор нами наблюдались либо обрывистые берега, тянущиеся на расстояние многих километров и сложенные торфом, видимая мощность которого превышает 3 м, или же пологие песчано-илистые берега с хорошо выраженными береговыми валами. Первые интенсивно разрушаются, особенно во время ветрового волнения, на вторых происходит образование береговых валов. Чем дальше от озера, тем эти валы более отчетливо выражаются в рельефе. Они хорошо задернованы и имеют более древний возраст по сравнению с валами, расположенными недалеко от озера.

На юго-восточном берегу озера Торм-Эмтор нами наблюдалось несколько торфяных валов, которые тянутся параллельно берегу озера и друг другу на несколько сот метров. Изучая берега озера Торм-Эмтор, мы пришли к выводу, что в одних участках берега интенсивно разрушаются, на других происходит образование целой серии торфяных валов, т. е. формируется аккумулятивный берег. При устойчивом режиме ветров такие водораздельные озера, имеющие берега из рыхлых отложений, могут мигрировать на значительные расстояния. Так, например, на южном берегу оз. Торм-Эмтор нами наблюдалось интенсивное разрушение берега, и отдельные древесные стволы находились в озере в 50—100 м от берега. Здесь налицо отступление берега перед надвигающимся озером. Вместе с тем на других участках озера формируется аккумулятивный берег с озерными террасами.

Рельеф зандровой равнины разнообразят долины многочисленных небольших речек, протекающих по ней параллельно друг другу, преимущественно с северо-востока на юго-запад. Реки врезаны неглубоко, и относительные высоты равнин над урезом воды в речках не превышает 10—15 м. Такие относительно высокие берега встречаются очень редко, обычно берега речек колеблются в пределах 1—5 м. Весной реки

текут почти вровень с берегами, местами разливаясь по обширным озеровидным расширениям долины. Характерным для рек зандровой равнины является их значительная извилистость. Реки, протекая по песчаным отложениям и имея незначительный уклон, интенсивно меандрируют в своих долинах. Здесь же, в пределах зандровой равнины, отмечены следы неоднократных перемещений речных долин. Некоторые реки оставили свои прежние долины и образовали новые русла, что хорошо наблюдается на аэрофотоснимках. Такие блуждания рек объясняются активизацией новейших тектонических движений. Брошенные русла установлены в низовьях рр. Колик-Егана и Сабуна. На аэрофотоснимках они показаны в виде дугообразных, сильно заболоченных понижений.

Весьма интересными формами рельефа на правом берегу р. Вах являются линейно вытянутые с северо-востока на юго-запад и параллельные друг другу сухие гряды, поросшие чистым сосновым бором. Гряды сложены флювиогляциальными песками, которые интенсивно раздуваются ветром. В результате поверхность гряд осложнена золотыми формами рельефа. Формирование гряд произошло до развития гидросети, так как многие реки либо пересекают их, либо, приближаясь к ним, сильно разрушают.

Гряды заметно возвышаются над окружающими заболоченными, с большим количеством озер пространствами зандровой равнины и очень хорошо отбиваются на контактной фотопечати. Генезис гряд, по-видимому, водно-ледниковый — это ложбины стока талых вод. Об этом свидетельствует их расположение в плане и «независимость» от позже развитой гидрографической сети.

Следует также отметить, что вдоль речек, протекающих по зандровой равнине, обычно тянутся сухие плоские участки или реже — пологосхолмленные песчаные гривы (гряды). Они являются генетически однородными со всей остальной, сильно заболоченной и изобилующей озерами поверхностью зандровых полей. На песчаных гривах широко развиты золотые формы рельефа, представленные мелкобугристой поверхностью боровых песков и древними материковыми дюнами.

III. Эрозионно-аккумулятивный рельеф

Вторая и третья надпойменные террасы

Равнинная поверхность второй и третьей надпойменных террас занимает широкую полосу вдоль р. Оби, на ее правом берегу. Ширина этих террас в долине Оби достигает нескольких десятков километров, а по притоку Оби — рч. Трайгородской — до 10 км. Высота колеблется от 10 до 20 м.

Граница между водноледниковым рельефом самаровского оледенения и этими террасами может быть проведена только условно, ибо установить действительную границу очень трудно. Необходимы дополнительные материалы.

Сложены террасы озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями, которые местами перекрываются мощными торфяниками и болотными иловато-глинистыми отложениями. Поверхность террас характеризуется следующими особенностями:

1. Наблюдается заметный уклон поверхности террас на юго-запад, в сторону р. Оби. В этом направлении постепенно понижаются и гипсометрические отметки с 80—70 до 60—50 м над уровнем моря.

2. Поверхность террас ровная, местами плоская, реже полого-волнистая.

3. Равнинность поверхности террас подчеркивается ее исключительной заболоченностью. Колоссальные болотные массивы занимают более 70% площади террас. Сухие участки приурочены лишь к руслам рек, которые являются единственными дренажными канавами. Последние и разбивают единый болотный массив на отдельные болотные массивы.

4. Уклон поверхности обуславливает и направление речной сети. Все правые притоки Оби — рр. Назинская, Мечипугольская, Вартовская, а также нижнее течение Трайгородской имеют строгую СВ-ЮЗ ориентировку. Эти речки неглубоко врезаются в обские террасы и имеют обычно узкие долины, незаметно сливающиеся с окружающей местностью. На поверхности террас наблюдаются в некоторых местах, например севернее р. Трайгородской, реликтовые озерные котловины овальной формы, в виде более или менее крупных колец. Происхождение их связано со своеобразным зарастанием озер.

На значительном расстоянии террасы имеют обрывистые уступы к р. Оби и интенсивно размываются, особенно во время весеннего половодья.

Вторая надпойменная терраса

Вторая надпойменная терраса установлена в долине р. Оби и Коллик-Егана. От более низких террас она отличается высотой и рельефом своей поверхности. Высота II надпойменной террасы по р. Ваху достигает 15 м, по притокам она несколько снижается и составляет 7—10 м.

На поверхности террасы очень трудно прослеживаются микро- и мезоформы рельефа, свойственные террасам — веера блуждания реки, озера-старицы и т. д. Процессы торфообразования здесь развиваются сравнительно давно, что позволило сивелировать поверхность, придать ей равнинный, почти плоский характер. Торфяники занимают здесь большие площади и придают рельефу террасы много сходных черт с рельефом задровой равнины, которая в ряде мест, например по Коллик-Егану, имеет почти одинаковые абсолютные отметки. Поэтому в низовьях этой реки вторая надпойменная терраса отбивается от задровой равнины весьма условно. То же самое можно сказать и о второй надпойменной террасе на правобережье р. Вах, где широко развиты задры Вахского Полесья.

Первая надпойменная терраса

В бассейне р. Вах первая надпойменная терраса наиболее отчетливо прослеживается в долине р. Вах, где ее высота над межениым уровнем воды в реке достигает 5—6 м. Сложена эта терраса песками, которые в верхней части разреза замещаются суглино-супесями с линзами торфа.

Прослеживается первая надпойменная терраса в виде небольших останцов по долинам р. Вах и его наиболее крупным притоком — Сабуну и Коллик-Егану. Поверхность террас ровная с хорошо выраженными веерами блуждания реки, которые сравнительно легко выделяются на аэрофотоснимках. Озера-старицы здесь заболочены, заторфованы и местами поросли даже древесной растительностью, и выделить их можно только по пластикам и линзам торфа, вскрывающимся в береговых обнажениях.

Пойма

Пойменная терраса развита в долинах всех рек Вахского Приобья. Наиболее широко она распространена в долинах рр. Оби и Ваха. Ширина поймы в долине р. Оби достигает 22 км, а по Ваху, выше с. Ларьяк, более 10 км. Пойма делится на высокую (до 5 м) и низкую (до 3 м). Последняя представлена обширными песчаными косами, островами, мелями. Сложена пойма преимущественно песками, которые перекрываются глинами и суглинками, местами с мощными пластами торфа. Причем в отложениях поймы, по данным В. В. Рябова и Л. К. Зяtkовой, отмечается более крупнозернистый материал в областях молодых тектонических поднятий и значительно увеличивается глинистость осадков в озеровидных расширениях долин, приуроченных к областям молодых тектонических опусканий.

Равнинный микрорельеф поймы исключительно сложен. На поверхности обской поймы развита очень запутанная гидрографическая сеть, представленная многочисленными протоками Оби, небольшими речками, причудливо извивающимися в песчаном аллювии, мелкими вытянутыми или дугообразной формы озерами, находящимися в различных стадиях заболачивания. Местами на пойме хорошо наблюдаются веера блуждания реки, которые обычно поросли лесом, а понижения между ними заболочены. Это находит отчетливое отражение на аэрофотоснимках.

На более мелких реках бассейна р. Вах пойма изобилует многочисленными озерами-старницами дугообразной и серпообразной формы. Многие из этих озер отшнурованы от реки, и связь между ними осуществляется только в период весеннего половодья, когда пойма заливается вешними водами. Образуются обширные озера-соры, столь характерные для долины р. Вах. Их существование обязано затрудненному стоку в связи с образованием в устьевых участках некоторых притоков Ваха поперечных кос.

На аэрофотоснимках в долине р. Вах наблюдается весьма сложный микрорельеф поймы, где вырисовываются дугообразноизогнутые полосы, располагающиеся параллельно друг другу. Пучки таких полос обычно к одному концу сужаются, а к другому расширяются, образуя полураскрытый веер. Одни веера изогнутостью своих полос повторяют очертания русла, другие ориентированы по отношению к нему различно. Дугообразно изогнутые полосы аэрофотоснимка в природе соответствуют сильно вытянутым узким валам, которые разделяются между собою вытянутыми ложбинами. Это следы изменения плановых очертаний русла Ваха.

Характерно, что в отложениях новейших тектонических поднятий веера блуждания реки обычно не повторяют очертаний русла реки, а пересекают их под различным углом. Река здесь не может свободно меандрировать, спрямляет и углубляет свое русло. В областях тектонических опусканий веера блуждания на поверхности поймы, как правило, параллельны руслу реки.

4. История развития рельефа

В дочетвертичное время Вахское Приобье представляло довольно расчлененную поверхность. В рельефе отчетливо вырисовывалась обширная Аганско-Ларьякская впадина, которая в восточной части окаймлялась возвышенностями Камсесского поднятия, сложенными с поверхности меловыми и третичными породами. Эти возвышенности интенсивно

размывались Пра-Вахом и Пра-Тымом, протекавшими в западном направлении.

Учитывая состав спорово-пыльцевых комплексов из осадков олигоцена, установленных в Вахском Приобье, и палеонтологические данные, следует отметить, что климатическая обстановка этого времени была умеренно теплой, в условиях которой могли произрастать хвойно-широколиственные леса. Устойчивый континентальный режим продолжается в бассейне Ваха и в течение всего четвертичного периода. Характерной особенностью в геологическом развитии территории в антропогене является дальнейшее похолодание климата, начавшееся в конце третичного времени. На фоне этого похолодания отмечаются более холодные и более теплые эпохи. В нижнем плейстоцене это похолодание климата привело к развитию древнечетвертичного оледенения, следы которого в бассейне Ваха не установлены, но отмечаются в других районах Западно-Сибирской низменности. События межледникового (досамаровского) времени запечатлены в аллювиально-озерных и аллювиальных отложениях ларьякской свиты, широко распространенных на интересующей нас территории. Они формировались за счет размыва реками (Пра-Вахом) осадков, слагающих тектонические поднятия в восточной части бассейна р. Вах и накопления мощной толщи отложений, особенно в Агано-Ларьякской впадине.

Климатические условия досамаровского межледниковья были мягче современных и благоприятствовали повсеместному распространению сначала елово-кедровой, затем кедровой темно-хвойной тайги, возможно с небольшой примесью широколиственных пород. Многочисленные спорово-пыльцевые спектры, наряду с палеокарпологическими анализами, подтверждают межледниковые условия, в которых отлагались осадки ларьякской свиты. Однако некоторые исследователи считают климат этого межледниковья подобным современному, другие (М. П. Гричук) — более теплым.

В среднем плейстоцене ледниковый покров охватывал почти всю интересующую нас площадь. Его граница была на Вах-Тымском водоразделе. Валунные моренные суглинки значительно преобразовали, сnivelировали первоначальный рельеф. Мощность отложений самаровского оледенения в Агано-Ларьякской впадине достигает 20 м, снижаясь в областях тектонических поднятий до 5 м. Отложение морены местами происходило в приледниковых водоемах, о чем свидетельствует ее слоистость и относительно широкое распространение в разрезах «материков» озерно-ледниковых тонкослоистых ленточных глин. С юга ледниковый покров окаймлялся перигляциальной зоной, где отложение наносов происходило в водной среде. Здесь большое значение в формировании отложений имели воды рек (в частности, Енисея), подпруженных ледником и стекавших в западном направлении по линии современной долины р. Тым.

В условиях холодного климата в перигляциальной зоне развивалась растительность, характерная для современной зоны тундры (или лесотундры). Ее основными чертами являлись: слабая облесенность, преобладание кустарниковых видов березы и ольхи, значительное участие в растительном покрове травянистых группировок, наряду с заболоченностью, специфические виды споровых растений.

Отступление ледникового покрова сопровождалось его распадом на отдельные глыбы «мертвого» льда и размывом отложенных им наносов плоскостными потоками. В результате поверх морены почти повсеместно развиты сплошные пески с галькой. Последние наиболее хорошо представлены на возвышенностях, более глинистые слоистые осадки

приурочены к понижениям рельефа. Таким образом, этими отложениями сглаживаются неровности первоначального холмистого моренного рельефа.

Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений подтверждают формирование песков в холодном климате эпохи оледенения.

Распад ледникового покрова на отдельные глыбы «мертвого» льда способствовал заложению гидрографической сети соответственно расположению глыб льда, которое в свою очередь определялось неровностями дочетвертичного рельефа. Возвышенности последнего были раньше освобождены от льда.

После самаровского оледенения в среднем плейстоцене устанавливается ширтинское межледниковье, отложения которого распространены в соседних районах, севернее бассейна р. Вах.

В озерно-болотных отложениях среднего плейстоцена, сформировавшихся в водоемах перигляциальной зоны в южной части Вахского Приобья, установлены спорово-пыльцевые комплексы, подтверждающие существование межледниковой ширтинской эпохи (бассейн р. Назинской). Климат от холодного ледникового с развитием тундровой растительности постепенно сменяется умеренным климатом ширтинского межледниковья, в условиях которого развивалась темно-хвойная тайга.

Последовавшее во второй половине среднего плейстоцена новое резкое похолодание климата способствовало развитию тазовского ледникового покрова в северной части Западно-Сибирской низменности. Краевые ледниковые образования этого покрова расположены на Вах-Тазовском водоразделе. На правобережье р. Вах широко распространены флювиогляциальные отложения — разнозернистые пески с галькой, переходящие к долине Ваха в горизонтальнослоистые мелкозернистые пески и суглинки. В долине р. Оби и ее притоков формировались озерно-аллювиальные осадки III надпойменной террасы.

Размыв морены самаровского оледенения был наиболее интенсивным в областях тектонического погружения — в Аганско-Ларьякской впадине, где сформировалась обширная заандровая равнина. Валунные суглинки самаровского оледенения встречаются только в виде более или менее крупных островов среди обширных флювиогляциальных полей. Таковы Аганский и Ларьякский «материки».

Климат этого этапа в геологической истории характеризуют многочисленные данные спорово-пыльцевых и палеокарпологических анализов, которые свидетельствуют о развитии в перигляциальной зоне тазовского оледенения тундровой и лесотундровой растительности.

После тазовского оледенения в верхнем плейстоцене при активизированных тектонических движениях формируются в речных долинах аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения II и I надпойменных террас. Продолжается постепенное опускание Аганско-Ларьякской впадины и воздымание Александровской зоны поднятий, более значительно активизируются во вторую половину четвертичного периода Охтерьевская и Усть-Колик-Еганская структура III порядка.

В отложениях надпойменных террас, а также в широко развитых озерно-болотных отложениях на междуречьях запечатлены колебания климата и в верхнем плейстоцене. Палинологические комплексы из отложения II надпойменной террасы фиксируют заметное похолодание климата и распространение лесотундровой растительности в связи с развитием на крайнем северо-востоке низменности зырянского ледникового покрова, а спорово-пыльцевые спектры из более молодых террасовых и озерно-болотных отложений свидетельствуют о некотором похолодании климата в голоцене.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дементьев В. А. Рельеф бассейна р. Вах и его история в четвертичное время. Известия ГГО, вып. 1, 1934.
 2. Жадин К. М. Нефтепоисковые работы в районах среднего Приобья. Вестник ЗСГУ, 1958.
 3. Земцов А. А. О зандровой равнине в центральной части Западной Сибири. В кн. «Ледниковый период на терр. Европ. части СССР и Сибири», М., 1959.
 4. Земцов А. А. К вопросу о геоморфологическом районировании с.-в. части Западно-Сибирской низменности. Там же.
 5. Земцов А. А. Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья. Труды ТГУ, т. 147, 1957.
 6. Зятыкова Л. К. Геолого-геоморфологическое выявление локальных структур. Новосибирск, 1961.
 7. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М., 1949.
 8. Никонов М. Н. О роли торфонакопления в формировании мезорельефа суши. Землеведение, нов. сер., т. IV, 1957.
-

К МЕТОДИКЕ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ДИНАМИКИ ПРИРОДЫ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. И. ОРЛОВ

Зона лесов Западной Сибири протягивается полосой в 1100—1200 км от полярного круга на севере до 56° с. ш. на юге. Наиболее яркой ее особенностью является исключительная заболоченность. В последнее время все чаще и чаще в научной литературе лесную зону Западно-Сибирской равнины называют лесоболотной зоной, что, естественно, более точно отражает ее природные особенности. Узкие дренированные и залесенные приречные полосы во многих случаях вряд ли занимают и 10—15% площади (бассейны рек Конды, Тром-Яуна, Агана, Пура, Надыма). Образование болот и рост торфяников происходило здесь в грандиозных масштабах благодаря своеобразному развитию природы (равнинный рельеф, умеренно увлажненный климат и др.) в четвертичный период, особенно во влажные эпохи, которые имели место в межледниковое и послеледниковое время и происходят в современный период. Природа лесной зоны здесь формировалась и продолжает формироваться в условиях слабопересеченного равнинного рельефа и недостаточной дренированности, что в сочетании с континентальным климатом обуславливает ее своеобразие и отличия от одноименных природных зон других территорий.

Природные условия лесной зоны равнины из-за чрезмерной заболоченности и ограниченной доступности ее для исследований до последнего времени были изучены еще совершенно недостаточно. Имевшиеся сведения маршрутных наблюдений касались лишь узких приречных участков, по которым нередко строились общие представления о всей зоне. Водораздельные пространства, раскинувшиеся на сотни километров и занятые верховыми болотами, островами лесов, бесчисленным множеством мелких озер, по существу оставались «белыми пятнами». Современные материалы и сведения об особенностях природы лесной зоны равнины значительно отличаются от предыдущих. Многие элементы природы стали известны лишь после того, как на всю территорию лесной зоны были составлены точные карты, основанные на материалах аэрофотосъемки. Природные процессы, явления и образования раскрыты и изучены в результате специальных исследований и съемок. Выявлены площади лесов и болот, получен точный рисунок гидрографической сети, изучены многие особенности геологического строения и крупные черты рельефа, хотя детали последнего нуждаются в значительном уточнении.

Выяснение строения рельефа равнины за последние годы приобрело исключительно важное практическое значение: для уточнения контуров газоносных и нефтеносных структур, для выяснения площадей и мощностей торфяников, для ведения точных расчетов при проектировании и строительстве энергетических, промышленных, гражданских, транспортных и других объектов, для расчетов и практического осуществления мелиоративных комплексов. От особенностей рельефа во многом зависят возможности перераспределения и сброса излишней влаги со слабо дренированных междуречий.

В пределах лесной зоны Западно-Сибирской равнины природные особенности во многом подчинены законам широтной зональности, столь блестяще сформулированные В. В. Докучаевым (1899): «... вся природа, взятая в целом, как растительный и животный мир, так и воздух, а отчасти минеральное царство, — особенно поверхностные горные породы и легко растворимые минералы, зональны...».

В геоботаническом отношении лесная зона равнины подразделяется на северотаежные и лиственнично-елово-кедровые леса, местами в сочетании со сфагновыми болотами; среднетаежные елово-пихтово-кедровые леса местами в сочетании со сфагновыми болотами и березняками; южнотаежные елово-кедрово-пихтовые леса, местами в сочетании со сфагновыми болотами, производными березняками и осинниками; коренные осиново-березовые леса.

Сравнительно четко в зоне лесов выделяются провинции плоскобугристых, крупнобугристых, олиготрофных грядово-мочажинных (выпуклых), олиготрофных сосново-сфагновых и эвтрофных торфяников (Кац, 1948).

Зональность почвенных разностей на дренированных площадях выражена довольно определенно. С севера на юг подзолисто-болотные почвы северотаежных лесов сменяются подзолистыми в среднетаежных лесах и дерново-подзолистыми почвами в южнотаежных, березовых и осиновых лесах.

На севере зоны, где господствуют многолетние мерзлые грунты (вечная мерзлота) и выпадает в короткий теплый период относительно небольшое количество атмосферных осадков, слабо развиты эрозионные процессы. Зоне многолетних мерзлых грунтов свойственны солифлюкция, термокаст, образование морозобойных трещин, бугристого рельефа болот. В результате воздействия мерзлоты и связанных с ней явлений на равнине происходят сравнительно медленные изменения форм рельефа. В совершенно особом положении находятся центральные и южные районы лесной зоны. Для них свойственна равнинность, рыхлые отложения, отсутствие сплошной вечной мерзлоты. В то же самое время они получают максимум атмосферных осадков. За год их выпадает 550—600 мм, из которых большая часть (320—420 мм) выпадает в теплый период года. Здесь господствует поверхностный смыв, боковая и нередко глубинная эрозия водных потоков. Каждая капля воды стремится вниз, увлекая за собой мелкие частицы грунта. Всякое, пусть даже незначительное превышение местности с древнейших времен испытывает здесь действие медленно текущей воды. Многие древние мезо- и микроформы рельефа нередко целиком или почти целиком размыты. К этому нужно добавить, что в районах распространения болот (верхового и переходного типа) всякие неровности поверхности (особенно западины), как это удалось выявить многим исследователям, сильно маскируются торфяниками и растительностью.

Наиболее ярким примером разрушения и эрозионного расчленения крупных форм рельефа в современный период служат высокие коренные

берега Оби, Иртыша и других рек. В отдельных местах сорока-пятидесятиметровые обрывы за год отступают на несколько метров или глубоко разрезаются оврагами. Другим примером перестройки рельефа может служить район верховой р. Ашлык (левый приток р. Вагая). Здесь сохранились значительные следы древних озерных котловин среди сильно размытых моренных гряд и холмов.

В результате денудационных процессов постепенно разрушились древние образования. На месте озерных котловин и моренных холмов осталось выравненное пространство с еле заметным господствующим положением абсолютных высот без каких-либо котловин и западин, благоприятных для образования озер. В то же самое время днища древних моренных озерных котловин сильно выположены, берега имеют почти строго округлую форму. Из сохранившихся заболоченных котловин берут начало ручьи — первые виновники исчезновения озер. В пределах, например, заболоченной безозерной полосы, протянувшейся на равнине с запада на восток южнее широтного отрезка долины Иртыша, следы погребенных озерных котловин отмечены на поверхности болот concentрическими кругами из различных видов мхов, трав и угнетенной древесной растительности. Они прекрасно распознаются с высоты птичьего полета и на аэрофотоснимках (Орлов, 1961).

В пределах лесной зоны на равнине намечаются определенные зональные закономерности геоморфологических процессов, в результате действия которых наблюдается та или иная степень моделирования как крупных, так и мелких форм рельефа. Это в свою очередь обуславливает перераспределение поверхностных и грунтовых вод, вызывая те или иные изменения природы. Дело в том, что при исключительной равнинности малейшие нарушения рельефа ведут к значительному изменению величины стока поверхностных и грунтовых вод. При уменьшающемся стоке резко увеличиваются площади с застойными водами и ускоряется процесс заболачивания, а при увеличении стока излишки воды сбрасываются, расширяются дренированные площади. Особенно ярко эта прямая зависимость проявляется в южной половине лесной зоны. Здесь динамика поверхностных вод при прочих равных условиях (рыхлые песчано-глинистые отложения, равнинность рельефа, континентальность климата с максимумом осадков теплого периода, заболоченность) во многом определяет динамику природы (ход развития природы) отдельных районов. В то же самое время состояние, движение поверхностных и грунтовых вод строго определяется климатическими условиями, строением рельефа, характером рыхлых отложений, степенью дренированности и заболоченности и т. п. При этом трудно в каждом конкретном случае отдать предпочтение тому или иному «ведущему» природному фактору. «... невозможно изменить качество какого-либо тела без прибавления или отнятия материи либо движения, т. е. без количественного изменения этого тела» (Энгельс, 1879—1881).

Изменения качества природы всей лесной зоны Западно-Сибирской равнины совершаются непрерывно, но, естественно, не всегда и везде одинаково. В наибольшей степени, т. е. более наглядно, в южных районах лесной зоны проявляются те качественные изменения природы, которые, пользуясь выражением Энгельса (1879—1881), «основываются на различных количествах и формах движения (энергии)». Это, по-видимому, также является надежным показателем зональности.

Говоря о динамике природы лесной зоны Западно-Сибирской равнины, нельзя не вспомнить исключительные по своему значению слова В. В. Докучаева о том, что все компоненты природы находятся в теснейшей взаимосвязи и что развитие каждого из них идет сопряженно.

«Изучались, главным образом отдельные тела, — минералы, горные породы, растения и животные, — и явления, отдельные стихии,... но не их соотношения, не та генетическая, вековечная, и всегда закономерная, связь, какая существует между силами, телами и явлениями, между мертвой и живой природой,... А между тем, именно эти соотношения, эти закономерные взаимодействия и составляют сущность познания естества, ядро истинной натурфилософии, — лучшую и высшую прелесть естествознания» (Докучаев, 1899).

«Вся природа, взятая в целом», в том числе и динамика природы, — «зональна». Изучение динамики природы, развития природы, по-видимому, и является той «сущностью», о которой писал В. В. Докучаев. Изучать природу не только для выделения и характеристики статических таксономических единиц, но и для показа путей развития природы, выяснения силы, скорости, масштабов ее развития, площадей, на которых совершаются существенные отклонения и нарушения природы.

Природа лесной зоны Западно-Сибирской равнины весьма динамична и претерпевает более или менее существенные отклонения и нарушения во многих направлениях. В южной половине зоны наиболее яркие изменения природы вызываются заболачиванием, эрозийным расчленением и дренированием — процессами, которые в конечном счете подчинены закону земного тяготения, протекающими на весьма сложном общем фоне взаимодействий и взаимообусловленности и компонентов природы. «... сила тяжести является самой существенной, основной формой движения в природе» (Энгельс, 1879—1881). На вопрос о возможности составления карт динамики природы в наше время, по-видимому, следует ответить положительно.

Для постановки и решения некоторых вопросов, составляющих предмет данной статьи, рассмотрим два конкретных района Васюганья, относящегося к южнотаежным районам лесной зоны равнины (см. аэрофото 1 и 5).

Южнотаежные районы Западно-Сибирской равнины, раскинувшиеся примерно между 57 и 60° с. ш., в природном отношении отличаются однообразием. Здесь распространены обширные, плоские, слабодренированные водноледниково-аккумулятивные чрезмерно заболоченные равнины. В климатическом отношении они характеризуются континентальным режимом температур, осадков и других элементов. Средние годовые температуры изменяются от 0,1 (Тобольск) на западе до —2°, 3 (Новый Стан) на востоке.

Холодный период устанавливается в конце октября или в ноябре. Средние январские температуры на западе равны —18, —19° (Тобольск), на востоке доходят до —22° (Колпашево). Зимой наблюдаются морозы до —45, —50°. За холодный период осадков выпадает от 90 (Леуши) до 126 мм (Усть-Озерная). Снежный покров устанавливается в середине октября (10—15 октября), сходит в конце апреля или в начале мая (24 апреля — 9 мая) и держится 175—187 дней. Отрицательные температуры обычно сохраняются до апреля, затем резко наступает потепление с повторяющимися, иногда продолжительными, заморозками. Весенний период непродолжителен, но, благодаря растянутым срокам паводков на реках и слабому поверхностному стоку, весенние многодневные условия сохраняются в течение периода май — июль и даже иногда в августе. Это обстоятельство особенно отрицательно сказывается на хозяйственной деятельности населения приречных районов.

Летний период короткий и отличается высокими температурами, максимум которых доходит до 36° (Усть-Озерное). Средние июльские температуры колеблются от 17,3 (Васюганское) до 18°, 5 (Нарым).

В южнотаежных районах наблюдается 137—153 дня с температурами, превышающими 5° (с 28 апреля — 10 мая по 25 сентября — 1 октября), и 102—117 дней с температурами, превышающими 10° (с 19—28 мая по 8—14 сентября). Южнотаежные районы отличаются достаточным увлажнением. Большая часть осадков выпадает в теплый период года — 321 (Колпашево) — 417 мм (Ягыл-Ях). Общее годовое количество осадков составляет 430 (Леуши, Тобольск, Демьянское) — 550 мм (Ягыл-Ях).

Безморозный период продолжается 103—120 дней, с 24—28 мая по 10—22 сентября. Осень, наступающая после короткого лета, проходит довольно быстро. Резкое падение положительных температур, заморозки, туманы, некоторое увеличение повторяемости пасмурной и дождливой погоды и другие признаки знаменуют собой, как правило, наступление холодного периода.

Среди южнотаежных районов значительную площадь занимает Васюганье — это обширное слабо приподнятое Обь-Иртышское междуречье, подвергшееся заболачиванию, заторфовыванию и частичному эрозионному расчленению в течение второй половины четвертичного периода. По последним материалам, в Васюганье четко намечается область, испытывающая тектоническое поднятие («Васюганский вал»). Наибольшие абсолютные высоты здесь — 140—166 м расположены на юге и юго-востоке, на северо-запад высоты снижаются до 90—100 м. К широкому долинам Оби и Иртыша Васюганская равнина обрывается уступами высотой до 40—60 м. Сеть крупных речных систем — притоков Оби и Иртыша расчленяет плоскую болотистую равнину на отдельные части, которые являются до некоторой степени обособленными, самостоятельными урочищами и носят собственные названия (Салымское, Урнинское, Имгытское и др. болота).

Васюганская равнина сложена толщами четвертичных рыхлых песчано-глинистых пород, подстилающихся плотными неогеновыми глинами.

Поверхность равнины усложнена ложбинами древнего стока, гривами и всевозможными понижениями, почти полностью погребенными под торфяниками.

Типичными насаждениями васюганской тайги являются елово-кедрово-пихтовые и сосновые леса с участками березняков и осинников на старых гарях. Под покровом смешанных лесов, в нижнем ярусе которых хорошо развита мохово-травянистая растительность, формируются дерново-подзолистые почвы (Кузнецов, 1951). Березняки и осинники раселяются по гарям и вырубкам. Они занимают значительные площади, ибо нетронутой «зеленой тайги» (лесов, не подвергшихся истреблению пожарами) в Васюганье осталось мало.

На некотором расстоянии от речных долин, склоны которых заняты густыми непролазными лесами, начинаются болота. Сравнительно сухая поверхность почв в тайге с мощными подушками зеленых мхов, зарослями черники, голубики, брусники по направлению к границе с болотами в одних случаях резко, в других — постепенно меняется. Среди переплетенных корней деревьев появляются небольшие окна воды. Для того, чтобы выйти на опушку, приходится перепрыгивать с корня на корень. Вода, благодаря слабой освещенности, кажется черной, густой, а небольшие лужицы — бездонными. Пройдя 50—70 м по такому опасному пути, можно заметить, что лес редее, а под ногами расстилается пышный ковер из сфагновых мхов. Ноги глубоко проваливаются в рыхлые подушки мхов среди редкостоящих и упавших стволов угнетенных сосен. Чем дальше от реки, тем реже и мельче становятся сосны, тем

глубже проваливаются ноги, заметно повышается поверхность торфяника. На долю болот приходится до 70% площади Васюганья. Они образуют сложные переходы к полосам тайги. Каждый конкретный тип переходов имеет то или иное местное название (пазушина, кога, россыпь, головка и др.). При этом значительную долю площади занимают рямы — сфагновые (олиготрофные) болота с низкорослой древесной растительностью (преимущественно с сосной). Обычно они располагаются вдоль приречных полос тайги. По границе с тайгой развиты крупные рямы, в которых деревья (сосна, кедр) испытывают сравнительно небольшое угнетение и достигают высоты 5—8 м, а багульник и кассандра образуют почти смыкающиеся заросли. Далее в глубь болотного массива, по мере сокращения стока воды с болота, деревья становятся мельче (высотой до 1,5 м) и удалены друг от друга на 5—10 м (мелкий рям).

Крупный, а затем мелкий рям сменяются открытым сильно обводненным болотом, по которому разбросано множество мочажин и мелких озер-лайд, отделенных одно от другого узкими моховыми перемычками с редкими угнетенными сосенками. Переходы по таким болотам почти невозможны. Местные жители — охотники летом нередко пользуются лыжами для передвижения по рыхлому моховому покрову.

Значительную площадь водораздельных болот составляют гальи — чистые болота, лишённые древесной растительности. На юге Васюганья распространены гальи, представляющие собой гипновые болота с жесткими, сильно минерализованными водами, а на севере — сфагновые болота, в которых воды отличаются бедным содержанием минеральных солей. Плоские, сильно обводненные участки сфагновых болот изобилуют мелкими озерами — лайдами, расположенными в большинстве случаев цепочками.

Васюганские болота — малоприветливый, исключительно трудный для переходов, слабо обжитый край. Даже охотники избегают болот. Только осенью с первыми морозами, когда поспевают клюква, жители с большой осторожностью посещают окраины болот.

Совершенно другую картину представляют долины рек Васюганья. Среди густых зарослей тайги на живописных склонах раскинулись старинные большие селения. Кроме того, в тайге быстро вырастают поселки исследователей и разведчиков недр. Большое внимание уделяется уточнению и изучению промышленных запасов колпашевских и бакчарских железных руд, газовых и нефтяных месторождений. Выясняются перспективы их использования.

Данная характеристика природы Васюганья приведена здесь для того, чтобы в какой-то степени показать особенности природы конкретного района и чтобы были понятны читателю детали местности, которые зафиксированы на рис. 1 и 5. Здесь же следует отметить, что при составлении карты динамики природы необходимо располагать богатым арсеналом материалов по конкретно избранному региону (полевые, стационарные и полустационарные наблюдения, данные отраслевых наук, литературные сведения и обобщения по элементам природы, набор карт по элементам природы, материалы однократной или многократной аэрофотосъемки и др.).

Первый район, который выбран для постановки и решения отдельных методических вопросов, показан на аэрофотоснимке (рис. 1). Это сравнительно небольшой участок Салымского болота Васюганья, где на междуречье Демьянки, Салыма и Бол. Югана среди сплошного «моря» болот сохранился остров тайги — урочище Паур*). На рисунке видна

*) Паур — в переводе с языка хантов на русский — нормально развитый лес среди сплошного болотного массива.

западная часть этого урочища. На севере и юге снимка — участки приречных лесов, которые через крупные и мелкие рямы переходят в сплошное болото с комплексом вторичных озер-лайд. Аэроснимок отображает в основном все главные особенности природы Васюганья.

Природа выбранного района (рис. 1) позволяет дать утвердительный ответ на один, как нам представляется, весьма существенный вопрос: можно ли приступить к составлению карты динамики природы, если в распоряжении исследователя, кроме «полного набора» исходных данных, нет материалов повторных аэросъемочных залетов? По этому поводу имеются крайне противоречивые мнения. В самом деле, сопоставление двух — трех аэрофотоснимков и полевых материалов, полученных для одного и того же района через определенный промежуток времени, может полностью снять спорность вопроса. При этом под сомнение может быть поставлен только возможный путь дальнейшего



Рис. 1. Западная часть урочища Паур на Демьян-Салым-Юганском междуручье (Салымское болото).

изменения природы. В то же самое время в природе существует немало явлений и процессов, динамику которых можно наносить на карту без применения срочных материалов аэросъемки или повторных полевых наблюдений. В данном случае выбранный участок природы (рис. 1) может послужить надежным аргументом при составлении карты динамики природы без применения метода повторных залетов. Дело в том, что на данном рисунке показан необратимый процесс разрушения приподнятого междуручья, который в конкретных условиях природы

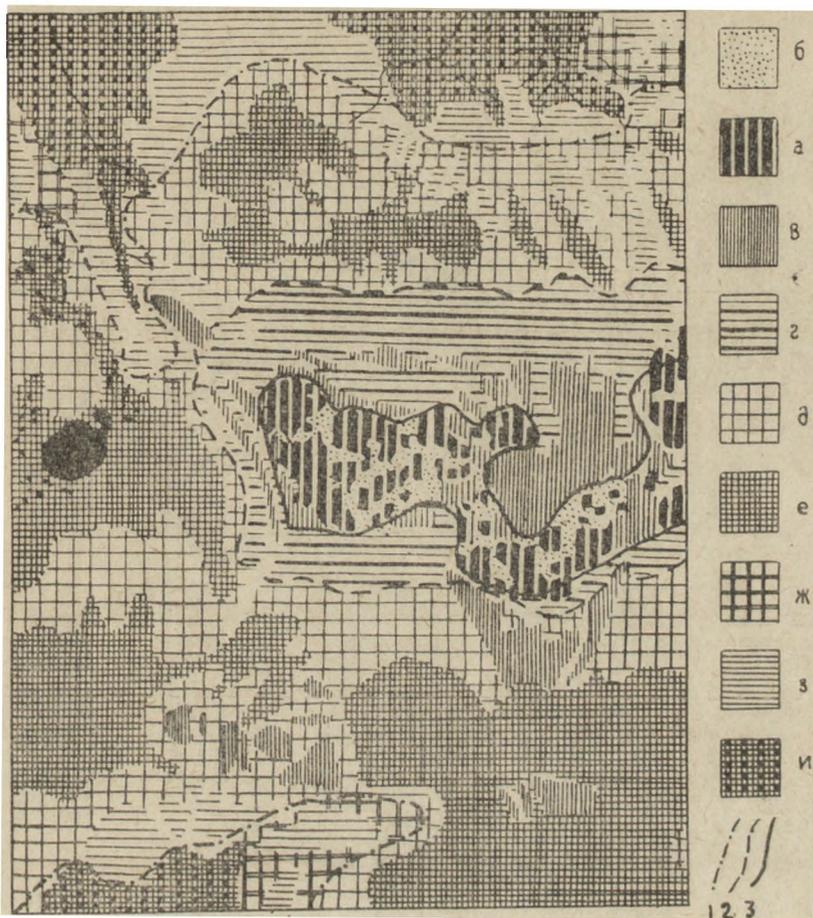


Рис. 2. Фрагмент крупномасштабной карты динамики природы (см. рис. 1).

а — заболачивающиеся острова нормально развитого леса на приподнятых участках междуречья;

б — заболачивающаяся площадь приподнятого междуречья, занятая преимущественно угнетенной древесной растительностью;

в — распадающиеся массивы крупного рьяма (арьергард тайги), развивающиеся при благоприятных условиях стока на заболоченных участках, некогда занятых нормально развитыми лесами;

г — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота с массивами мелкого рьяма (арьергард крупного рьяма и тайги), захватывающие всю площадь бывшего распространения лесов;

д — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота с массивами мелкого и крупного рьяма, расширяющий свою площадь за счет сокращения контуров а, б, в, г;

е — комплекс вторичных озер-лайд центральных участков олиготрофных болот, развивающийся за счет слабого стока и переувлажнения мочажин;

ж — участки грядово-мочажинного болота с мелким рьямом, слабо дренируемые потоками рек. Расширяются за счет осушения болот с грядово-мочажинным и озерным комплексами;

з — участки крупного рьяма — авангард тайги. При определенных условиях дренирования растительность рьяма быстро расселяется на грядах и межозерных перемычках олиготрофных болот;

и — нормально развитые леса, развивающиеся на приречных удовлетворительно дренированных участках междуречья;

к — границы высотных ступеней, с которыми связаны особенности дренирования и заболачивания района (см. рис. 4).

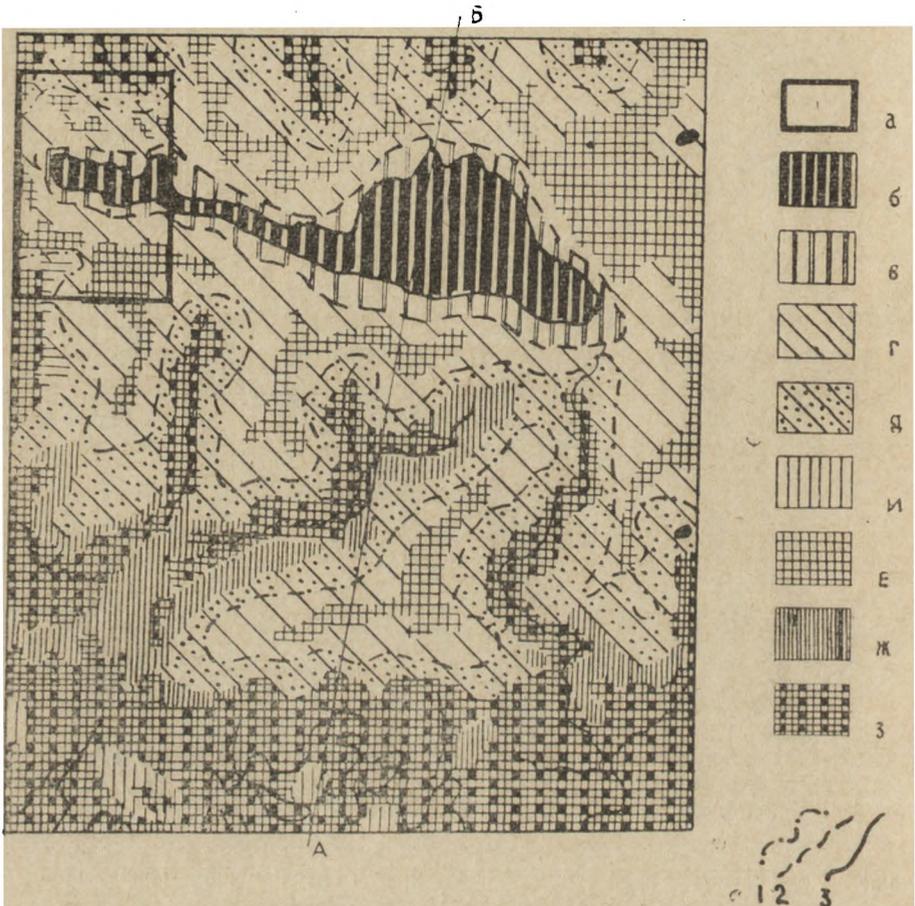


Рис. 3. Фрагмент среднemasштабной карты динамики природы Демьян-Салым-Юганского междуречья.

а — местоположение рис. 2;

б — заболачивающиеся участки приподнятого междуречья, занятые островами лесов и крупного рьяма;

в — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота с массивами мелкого рьяма (арьергард тайги и крупного рьяма), захватывающий площадь бывшего распространения лесов. Сток собирается в основном во вторичные озера-лайды;

г — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота, расширяющий свою площадь за счет мест, показанных контурами б и в. Поверхностный сток выражен слабо;

д — участки крупного рьяма — авангард тайги. При определенных условиях дренирования рьям быстро расселяется на грядах и мочажинных перемычках олиготрофных болот;

е — комплекс вторичных озер-лайд центральных участков олиготрофных болот, развивающийся за счет переувлажнения мочажин;

ж — слабо дренированные участки равнины, занятые заболоченной тайгой;

з — приречные удовлетворительно дренированные участки равнины, занятые нормально развитыми лесами;

и — заболачивающиеся участки речной долины на нижней высотной ступени (см. рис. 4);

к — границы высотных ступеней, с которыми связаны особенности дренирования и заболачивания района (см. рис. 4).

южнотаежных лесов неуклонно развивается в одном направлении. Приподнятая часть междуречья медленно размывается поверхностными водами (рис. 2). Лесные массивы в центре болота распадаются на острова (рис. 2, а). На разрушенные (размытые) участки приподнятого междуречья активно «наползает» олиготрофное грядово-мочажинное болото (рис. 2, г): вначале нормально развитый лес замещается крупным рямом (рис. 2, в), мелким рямом (арьергарды тайги), затем безлесными болотами различной стадии своего развития (рис. 2, г, д, е). Такое изменение природы неуклонно происходит на относительно

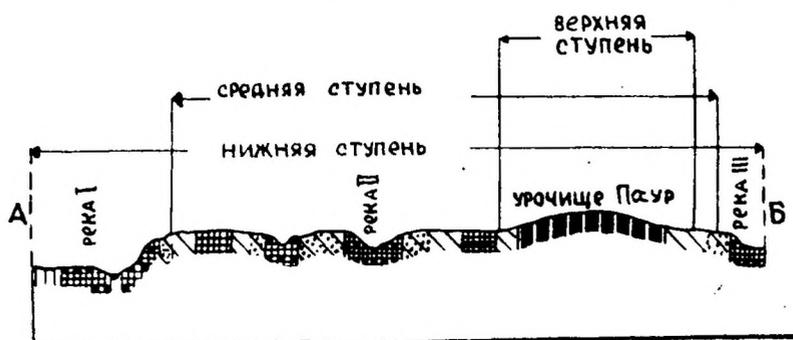


Рис. 4. Поперечный профиль по линии АБ (см. рис. 3).



Рис. 5. Северо-западная часть Салымского болота.

высоких абсолютных отметках междуречья (рис. 4). Вслед за наступающим болотом с различной интенсивностью, как бы ступенью ниже, идет «наступление» речных долин. Их истоки врезаются в края приподнятого олиготрофного болота и грунты, его подстилающие. В этих

местах создаются условия, благоприятные для развития мелкого рьяма (рис. 2, д, ж), затем крупного рьяма (рис. 2, з), это уже авангард тайги, за которым следует нормально развитая древесная растительность тайги (рис. 2, и). При этом истоки рек прокладывают свои русла по углублениям, созданным в результате разрушения приподнятых частей урочища Паур и занятых на определенных стадиях развития болота цепочками вторичных озер-лайд (см. рис. 1). Крупные русла рек размещаются в зависимости от строения крупных форм рельефа и направления главного эрозионного вреза. Здесь происходят сложные изменения природы: заболачивание, дренирование и вновь заболачивание, но уже в пределах речных долин (рис. 3, е), идущие одновременно, как бы на различных высотных уровнях. Эти изменения природы при ныне существующих природных условиях данной зоны идут параллельно, подчиняясь законам силы тяжести, и необратимы. Они могут быть лишь ускорены или замедлены при изменении знака и скорости эпейрогенических движений.

В данном конкретном случае вопрос о составлении карты динамики природы без использования аэроснимков повторного залета не может быть спорным. На рис. 3 показаны контуры среднемасштабной карты динамики природы. Ее содержание отчасти раскрывается в легенде.

Тот же самый вопрос решается положительно и для другого района, показанного на рис. 5: Здесь изображена северо-западная часть Салымского болота в бассейне рек, впадающих в оз. Соровское. Здесь идет процесс разрастания олиготрофного болота по площади. При этом на местности сохранились следы определенных ритмов этого расширения. На рис. 6 выделены границы этих этапов (ритмов). Граница на рис. 6, п-1, которая хорошо прослеживается на местности и на аэрофотоснимке (рис. 5), соответствует более ранней стадии развития болота. Сейчас здесь большую площадь занимает озерный комплекс (рис. 6, а). На следующем этапе развития болото захватило понижения древних водотоков (рис. 6, в), а от бывшего массива тайги сохранились островки угнетенных древесных насаждений (рис. 6, и): Граница леса отступила на новый рубеж (рис. 6, п-2). Последовал новый натиск болота, и современная граница между лесом и болотом (рис. 6, п-3) во многих местах «прорвана» и почти вплотную подступает к долинам и даже к руслам рек. Это происходило уже на памяти людей. О прелестях былой кедровой тайги здесь образно рассказывают охотники из пос. Соровские и Кинтуса. Процесс заболачивания здесь и в настоящее время не прекратился. Это видно на местности, особенно хорошо зафиксировано на рис. 5, а соответствующие контуры показаны на рис. 6, ж, з, л). Как будет изменяться природа данного района в будущем? По-видимому, его судьба будет такой же, как и многих других соседних (рис. 7). Обширные площади бывшей тайги захватываются олиготрофным болотом (рис. 7, б, в), среди которого наряду с древними реликтовыми озерами возникает множество мелких вторичных, соединяющихся при переувлажнении торфяника в крупные водоемы (рис. 5, 7, а). Массивы тайги кое-где сохраняются в виде отдельных островков (рис. 7, г).

В данном районе изменение природы — прогрессивное заболачивание происходит при прочих равных условиях вследствие старения (дряхлаения) речной сети, вызываемое медленным тектоническим опусканием значительного района Васюганья. Естественно, что при смене знака эпейрогенических движений картина динамики природы может быть резко изменена. Однако и в таком случае на местности возникнут яркие индикаторы, позволяющие определенно судить о ходе развития (динамике) природы.

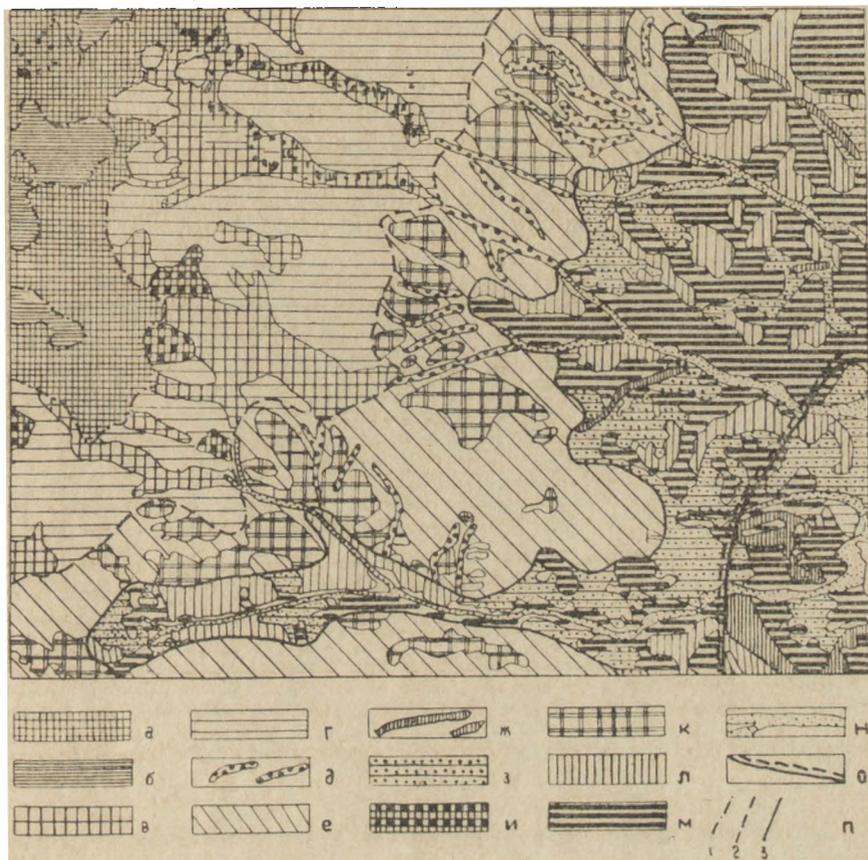


Рис. 6. Фрагмент крупномасштабной карты динамики природы с.з. части Салымского болота.

а — комплексе вторичных озер-лайд центрального участка олиготрофного болота, развивающийся за счет расширения площадей болота и переувлажнения мочажин;

б — сокращающийся грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота из-за усиленного развития вторичных озер;

в — озера-лайды, захватившие бывшие древние речные долины;

г — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота, переживающий начальную стадию переувлажнения мочажин;

д — переувлажненные, сильно заболоченные и похороненные под торфяниками бывшие речные долины. Намечаются отдельные мелкие озера-лайды;

е — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота с удовлетворительно увлажненными мочажинами. Наблюдается их частичное переувлажнение;

ж — заболачивающиеся староречья;

з — болота, внедряющиеся в пределы современных лесов;

и — к — острова угнетенной древесной растительности на относительно приподнятых участках равнины — следы былого распространения массивов нормально развитых лесов;

л — слабо дренируемые участки равнины, занятые заболоченной тайгой;

м — нормально развитые леса (кедровые, слово-березовые), произрастающие на удовлетворительно дренированных приречных участках равнины;

н — стареющие речные долины;

о — заболачивающаяся надпойменная терраса «главной» реки района;

п — границы высотных ступеней (этапов) наступления олиготрофного болота и сокращения дренированных участков равнины.

Второй вопрос, возникающий при составлении карт динамики природы, может быть сформулирован кратко: что показывать на данных картах? Это, пожалуй, самый главный вопрос не только методического плана, но и большого раздела науки физической географии. Дело в том, что во всех текстовых географических характеристиках или описаниях природы в той или иной форме сообщаются основные особенности динамики природы, а на всех картографических материалах показываются статические таксономические единицы: ландшафты или типы местности, природные районы, провинции, подзоны и даже зоны, хотя название

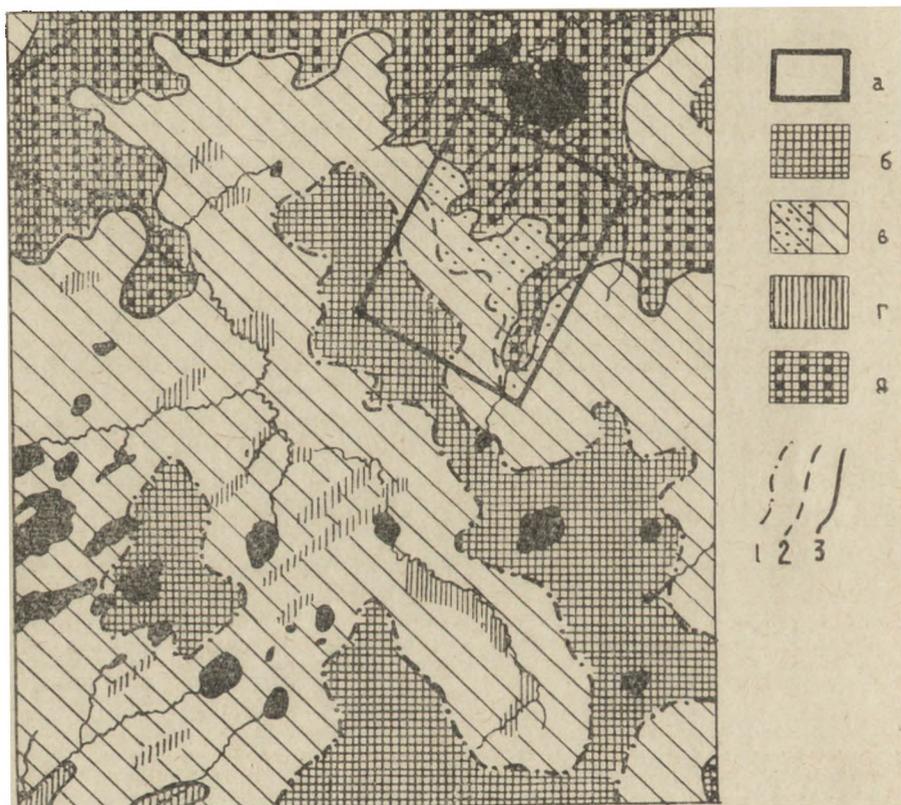


Рис. 7. Фрагмент среднemasштабной карты динамики природы с.-з. части Салымского болота.

- а — местоположение рис. 6;
- б — комплекс вторичных озер-лайд центрального участка олиготрофного болота, развивающийся за счет расширения площадей болота и переувлажнения мочажин;
- в — грядово-мочажинный комплекс олиготрофного болота, переживающий различные стадии переувлажнения мочажин (см. рис. 6, г, е);
- г — сохранившиеся острова лесов на относительно приподнятых участках равнины;
- д — заболачиваемая тайга;
- е — границы высотных ступеней (этапов), с которыми связано наступление олиготрофного болота и сокращение дренированных участков равнины.

«природная зона» и было введено в географическую науку в результате исследования динамики (хода развития) природы. Динамика описывается или в связи с разбором каких-либо отдельных элементов природы, или так называемых природных комплексов. По всей вероятности

не следует настаивать на использовании однородных названий таксономических единиц при выделении совершенно различных природных образований. Лучше, пожалуй, предметы и явления природы, участвующие в непрерывном движении, именовать так, как они называются и понимаются всеми. При всяком удобном случае необходимо обогащать их и совершенствовать словари местных географических терминов, блестящим примером которых является словарь Э. и В. Мурзаевых (1959). Между прочим во вступительной статье к словарю «Народные географические термины» авторы пишут: «А ведь каждая зона имеет свои специфические, только ей присущие природные ландшафты и процессы, обозначаемые словами совершенно или почти не повторяющимися в другой географической обстановке». К этому следует добавить, что характеристика тех же статических единиц, но, пожалуй, в более разумной форме дается на топографических картах. Таким образом, в большинстве современных географических произведений и в текстовых и в картографических материалах показывается одно и то же — статика.

На картах динамики природы, которые большое значение будут иметь по всей вероятности в крупномасштабном варианте, необходимо отказаться от дублирования содержания топографической карты, точнее — следует воспользоваться ее содержанием и показывать дополнительными знаками (контурами) собственно динамику природы (ход развития природы), при этом в текстовом материале и легендах к карте сообщать необходимые цифры, величины и показатели динамики природы. Впрочем, количественные характеристики при составлении карт динамики природы, наряду с другими методическими вопросами, занимают особое место. Количественным показателям, как наиболее определенным хорошо сравнимым величинам, необходимым для ведения точных расчетов, в современной географии и ее смежных науках отводится решающее значение. Это, по-видимому, бесспорное положение. Однако посмотрим, какие трудности встречаются на своем пути количественные показатели при характеристике статических (ландшафтных) таксономических единиц. В нашем распоряжении имеются, например, цифры: первый верхний левый приток (без названия) р. Мисс по своей длине, характеру истоков, строению долины и другим морфологическим особенностям совершенно эдентичен такому же, но правому притоку. Левый приток (назовем его «А») в период наблюдений при прочих равных условиях имел на 10—12% расхода воды больше, чем правый приток — «Б». Причина — его русло было свободно от лесных завалов. Приток «Б» в двух местах был перехвачен невысокими лесными завалами — подпруды, выше которых резко менялась гидрологическая характеристика его долины: значительные участки берегов речки испытывали заболачивание, со стороны Имгытского болота по долине ручья «Б» начал спускаться опасный враг реки — болото. Как этот эпизод из жизни двух ручьев показать на ландшафтной карте? Он не найдет места ни при качественной, ни при количественной характеристиках. В лучшем случае об этом можно написать в тексте. На карте же динамики природы это явление найдет отражение (показана площадь заболачивания, в какую «сторону» и как быстро во времени развивается заболачивание долины ручья — см. рис. 6, в, д, ж). Для практики многое становится ясным.

Если из всего времени, которое сейчас тратят географы на составление карт со статическими таксономическими единицами, 15—20% уделить на составление карт динамики природы (с учетом и антропогенного фактора), можно получить обширный хорошо сравнимый материал по многим регионам для решения не только методических вопросов, но и для того, чтобы приблизить «час встречи» географии с математикой

и физикой. При описании «ландшафтов», например, цифровой материал почти не находит себе места, цифры не выходят дальше иллюстраций качественных характеристик (высота, глубина, толщина, длина или га, м², кг). Совершенно не представляется возможности применить значенные времени, скорости, силы и другие показатели развития природы. Карты динамики природы во многом снимают этого рода трудности. Они во многом определяют точный выбор и метод расчета вполне определенных количественных показателей. Вместо бесформенного, одноликого нагромождения цифр могут быть образованы точные математические ряды.

В данных конкретных районах (рис. 1, 5) развитие природы идет в двух диаметрально противоположных направлениях: заболачивание и дренирование. При заболачивании возникают, увеличиваются и сливаются воедино выпуклые олиготрофные грядово-мочажинные болота с озерным комплексом с весьма сложными переходами от мочажин-озер к рямам, а при дренировании быстро развивается смешанная тайга, в авангарде которой идут виды растений, приспособленные к жизни в определенных условиях переувлажнения.

В самом деле, наличие на олиготрофных болотах озерных и грядово-мочажинных комплексов, островов и полос мелкого и крупного ряма и выявленные изменения их площадей (рис. 2, б, в, г, д, е, ж, з; рис. 6, а, б, в, г, д, е, ж, з, и, к, л) соответствует вполне определенным климатическим, геоморфологическим, гидрологическим, геоботаническим, геохимическим, палеогеографическим и др. зональным условиям. В то же самое время строго зональной закономерностью является и характер эрозионного расчленения (дренирования) приподнятых участков равнины, приводящего в одном случае (рис. 2 а, б, в, г; рис. 6 в, д, ж) и расширению площади болот, а в другом (рис. 2, ж, з, и; рис. 3, д, ж, з; рис. 6, м, н; рис. 7, д) — к коренным изменениям природы отдельных участков переувлажненной равнины, к развитию и существованию лесов. Вот эти качественные изменения природы и следует прежде всего показывать на карте динамики природы (рис. 3, б, в, д, ж, и; рис. 7, в, г, д). Аналогичные, но качественно и количественно отличные изменения природы существуют и в других географических обстановках. Выявление, изучение, нанесение их на карты по всей вероятности должны составлять одну из главнейших задач большого раздела современной физической географии.

После выявления объекта исследования встает новый не менее сложный вопрос — как показывать его на картах. Об этом уже писалось в ряде научных работ. «Даже топографическая карта дает, в частности, представление об участках осушающихся и затопляемых побережий, отражает такие формы, как растущие овраги, отделяя их от оврагов, прекративших свой рост» (Михайлов, 1960).

Мы настроены более оптимистично и полагаем, что современные познания развития природы и уже разработанные картографические методы позволят широко внедрить в обиход теории и практики карты динамики природы. По-видимому, в основу карт динамики природы, как и для других видов карт, должны быть положены обычные топографические карты. Они позволяют достаточно полно с использованием и других материалов составить характеристику природы изображаемого региона и выявить основные типологические особенности местности. Дополнением к избранной топографической нагрузке должны быть контуры и отдельные знаки, показывающие места и характер коренных качественных изменений природы, свойственные данной природной зоне, данной географической обстановке. Объяснения дополнительных конту-

ров и знаков необходимо выносить в легенду каждого листа карты динамики природы.

Последующая генерализация картографического материала позволяет учесть даже элементы тектоники и выделить площади однозначных изменений природы и, таким образом, произвести физико-географическое (природное) районирование территорий как в пределах одной зоны, так и крупных участков суши, **показывая при этом главное состояние природы — именно ее развитие, движение** (рис. 8).

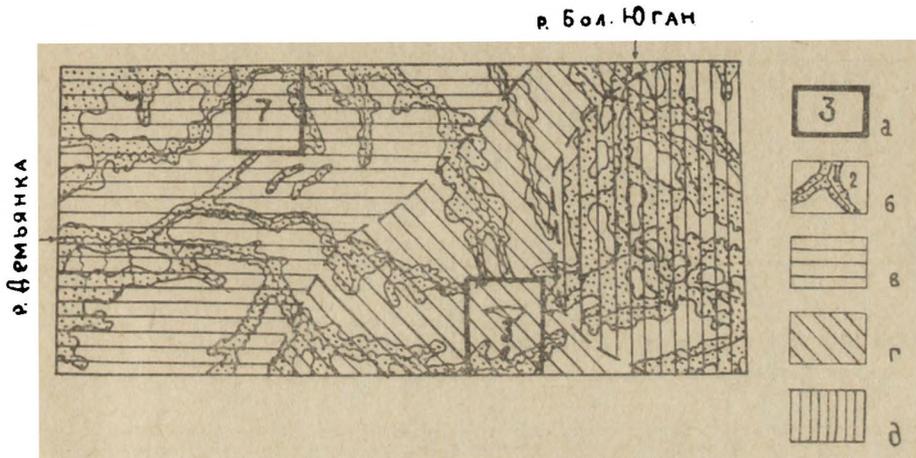


Рис. 8. Фрагмент мелкомасштабной карты динамики природы Салымского болота Васюганья.

- а — местоположение рис. 3 и 7;
 б — дренажные приречные участки равнины (1) и болота (2);
 в — район прогрессивного заболачивания равнины;
 г — слабо дренируемый участок равнины;
 д — более чем удовлетворительно дренируемый участок равнины (данный контур выделяется по тем материалам, которые имеются в нашем распоряжении, но не приведены в статье).

Динамика природы рассматриваемого района равнины (рис. 8) проявляется, как мы уже говорили, в заболачивании и дренировании равнины. В этих случаях, однако, имеется в виду очень широкий круг явлений: старение и омоложение речных русел, эрозия и аккумуляция отложений, сокращение и увеличение поверхностного и грунтового стока, сокращение или увеличение площадей болот и дренированных приречных и водораздельных участков, а также реликтовых и вторичных озер, качественное и количественное изменение видов растительности, свойственных природе данной зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Докучаев В. В. Избранные сочинения (к учению о зонах природы, 1899). Сельхозгиз, 1954.
2. Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М., Географгиз, 1948.
3. Кузнецов К. А. Почвы Томской области. В кн. Вопросы географии Сибири, сб. 2. Томск, изд. Томского госуниверситета, 1951.
4. Михайлов Н. И. Физико-географическое районирование (курс лекций), часть III. Вопросы методики районирования. Изд. Московского университета, 1960.
5. Мурзаевы Э. и В. Словарь местных географических терминов. Географгиз, 1959.
6. Орлов В. И. Западная Сибирь. Учпедгиз, 1961.
7. Энгельс Ф. Диалектика природы (разделы «Диалектика», «Основные формы движения, 1879—1881»). Госполитиздат, 1948.

ОБЗОР ОПЫТОВ КОМПЛЕКСНОГО ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В. И. БУЛАТОВ

Одной из важнейших задач при изучении географической среды является физико-географическое районирование, т. е. выделение территорий, характеризующихся определенной степенью однородности либо отдельных компонентов, либо географической среды в целом.

Территория Советского Союза делится прежде всего на физико-географические страны — крупные азональные регионы. Западно-Сибирскую физико-географическую страну в границах, близко совпадающих с рубежами Западно-Сибирской равнины, единодушно выделяют почти все географы.

В настоящее время общепризнанным является включение территории Западной Сибири в состав двух самостоятельных стран: Западно-Сибирской равнины и гор Южной Сибири. В предлагаемом обзоре основной упор будет сделан на районирование Западно-Сибирской равнины как в отдельных схемах, так и схемах районирования Сибири и СССР в целом.

Первые попытки районирования Западной Сибири относятся к прошлому веку. В 1807 г. Е. Ф. Зябловский разделил Россию и частично Западную Сибирь в климатическом отношении на 4 полосы: 1) самую холодную, 2) холодную, 3) умеренную и 4) теплую (Вальская, 1950).

Зональные различия в Западной Сибири подмечены И. Завалишным (1862). Он делит всю территорию на три «уступа»: степной, включающий степи Ишимскую, Барабинскую, Кулундинскую; лесной, до 62° с. ш., с дремучими сплошными лесами, и тундровый, лежащий севернее.

Первая попытка районирования для целей сельского хозяйства принадлежит П. А. Словцову (1886), разделившему равнину на 3 полосы: 1) северную бесхлебную — от моря до 62° с. ш., 2) среднюю лесистую и влажную — от 62 до 54° с. ш. и 3) южную засушливую и песчанистую. Деление на 3 полосы мы находим и в более поздней работе Ф. Гельванда (1898).

Более дробное расчленение Западной Сибири приводится в работе П. П. Семенова-Тянь-Шанского (1884). Западную Сибирь он называет «естественной и культурно-исторической областью», в состав которой «входят самые разнообразные типы земных поверхностей» (1884, стр. 349—350). У П. П. Семенова-Тянь-Шанского «тип местности» — обычная региональная единица, близкая к современной географической провинции. В пределах Западной Сибири выделено 7 «типических местностей»: 1) Тоболо-Ишимская, 2) Барабинская, 3) Тобольская,

4) Томская, 5) Алтайская, 6) Верхне-Иртышская, 7) Нижне-Обская. Выделенным областям даны довольно подробные характеристики, особенно подчеркиваются различия между соседними областями. Представление о существовании «разнообразных типов земных поверхностей» сохранило свое значение и в настоящее время.

В 1900 году под редакцией этого же автора был издан сборник «Окраины России». В этой работе вся Сибирь поделена на 5 крупных частей, в том числе выделена «Западная, или Обско-Иртышская, Сибирь», в которой по особенностям природы и занятий населения выделены 3 полосы: земледельческая, или степная; лесная, или таежная, и «полярно-тундровая» (Семенов-Тянь-Шанский, 1900, стр. 30). Приводится характеристика климата полос, природные условия Западной Сибири сравниваются с природой Европейской России. Подобное деление на полосы мы встречаем и в работе М. Петрова (1908).

Большой вклад в разработку схемы районирования Сибири внес Л. С. Берг, разделивший в 1913 г. на ландшафтные и морфологические области Сибирь и Туркестан. Он писал тогда, что «для физико-географа, ставящего себе задачей познание форм земной поверхности, представляют особую важность деления, основанные на следующих двух принципах: 1) деления по ландшафтам, 2) деления по формам рельефа» (Берг, 1913, стр. 117). Закономерности формирования ландшафтных зон и морфологических областей различны, и территориально эти регионы не совпадают. Поэтому Л. С. Берг дает 2 схемы — ландшафтных зон и морфологических областей, не совмещая их.

Западная Сибирь, по Л. С. Бергу, включает в себя 5 зон: тундру, тайгу, лесостепь на серых лесных суглинках, лесостепь на черноземе и сухую холмистую степь. Позднее Л. С. Берг изменил эту схему, но об этом будет сказано ниже.

Одна из последних схем районирования в дореволюционный период предложена Б. Н. Городковым (1916). Выделенные им ботанико-географические области являются по существу подзонами, так как при их выявлении в первую очередь учитывались климат и почвы и лишь затем растительные сообщества. Схема деления зоны тайги на 3 подзоны — елово-лиственничную, кедрово-болотную и урмано-болотную использовалась многими авторами (Берг, 1947; Суслов, 1954).

Своеобразную схему ботанико-географического районирования предложил в 1919 г. П. Н. Крылов. Большой интерес вызывает применяемая им система единиц районирования. Указав на влияние зональных климатических различий, П. Н. Крылов выделяет 6 ботанико-географических областей, в том числе полярно-арктическую, бореально-лесную, степную и пустынно-степную. Каждая из областей неоднородна и имеет отличия в меридиональном (по меридиану) направлении, и поэтому может быть разделена на зоны и подзоны. На территории Западно-Сибирской равнины их выделено 6: полярно-тундровая, лесотундровая, хвойно-лесная, лиственнично-лесная, лесостепная и безлесно-степная.

Кроме зональных различий, П. Н. Крылов отмечает провинциальные, например, орографические, геонисторические и т. д., которые столь значительны, что территорию Сибири необходимо разграничить в другом, широтном (по широте) направлении. Выделенные по этому признаку регионы носят название «провинций». Указание на существование зональных и провинциальных различий имеет большое значение не только для ботанико-географов, которые в дальнейшем использовали и развивали взгляды П. Н. Крылова, например В. В. Ревертато (1931), Л. В. Шумилова (1962), но и для физико-географов.

В работах дореволюционного периода отразилась в общем слабая изученность природы Сибири. Ученым удалось лишь приблизительно наметить крупные природные комплексы и установить их границы.

Материалы дореволюционного этапа районирования были обобщены А. Шульцем (Schulz, 1923). В его книге «Сибирь» в главе «Ландшафты» приводится схема районирования Западной Сибири. Она довольно детальна. Выделены 22 области, сгруппированные по зональному признаку, например, в группу тундровых ландшафтов, внутренних лесоболотных ландшафтов и т. д. Однако зональный принцип автором выдерживается не всегда; лесотундровые ландшафты объединены с тундровыми; не ясно выделение группы сухих окраинных ландшафтов.

В 30-е годы разработкой принципов комплексного районирования и системы таксономических единиц в Сибири занимался В. В. Ревердатто (1930, 1931), указывавший на необходимость комплексного подхода к природе: «Единственно правильным путем, с нашей точки зрения, считается метод параллельного исчерпывающего описания и картирования трех основных естественно-исторических элементов: почвы, растительности и климата, увязанных с геоморфологией страны» (1930, стр. 146). По мере изучения крупных регионов можно выделять и более мелкие составные части: «... в последовательном процессе работы будут выделяться территориально убывающие районы I, II и III порядков» (здесь же, стр. 148). Предложенное В. В. Ревердатто (1931) деление на зоны, подзоны и районы сохранило свое значение и в настоящее время.

Дробное расчленение Западной Сибири на зоны и подзоны проведено Л. С. Бергом (1947, 1952):

1. Зона тундр.
2. Лесная зона:
 - а) подзона елово-лиственничная,
 - б) подзона кедрово-болотная,
 - в) подзона урмано-болотная.
3. Зона лесостепи:
 - а) лугово-лесная подзона, или северное лесостепье,
 - б) лугово-степная подзона, или южное лесостепье.
4. Зона степи:
 - а) северная подзона с южными черноземами,
 - б) южная, или сухая, степь на темно-каштановых почвах.

Новую схему районирования Западно-Сибирской равнины предложил в 1941 г. А. А. Половинкин. Выделенные им зоны — тундровая, таежная и лесостепная поделены на значительные по площади физико-географические районы. Зона тайги разделена на 6 районов: Сосьвинский, Казымский, Пуро-Тазовский, Тавдо-Кондинский, Васюганский и Тым-Кетский, а лесостепная — на четыре: Приуральский, Ишимский, Барабинский и Кулундинский.

Н. И. Михайлов (1962), отмечая обстоятельность описания всех единиц районирования и детальность предложенной А. А. Половинкиным схемы, критикует его за недостаточную выдержанность принципов выявления комплексов и отсутствие строгой таксономической системы соподчинения единиц районирования.

В послевоенные годы детальную схему районирования Азиатской части СССР разработал С. П. Сулов (1947). Районирование Западной Сибири приводится ниже:

- I Область Западно-Сибирской низменности:
 1. Тундра арктическая.
 2. Тундра типичная.

3. Лесотундра.
4. Северная подзона редкостойных лесов.
5. Кедрово-болотная подзона тайги.
6. Урмано-болотная подзона тайги.
7. Переходная подзона вторичных сосново-березовых заболоченных лесов.
8. Лесостепь займищно-лугово-солончаковая.
9. Лесостепь северная.
10. Лесостепь южная или типичная.
11. Степь ковыльно-разнотравная на черноземах.
12. Степь ковыльно-типчаковая на каштановых почвах.

II Алтай.

III Салаиро-Кузнецкая горная область.

С. П. Суслов главное внимание уделяет не зонам, а ландшафтным областям. В его системе нет строгого разделения по зональному принципу, зона и подзона представлены как равнозначные единицы, комплексное описание дается либо областям, либо зонам, подзоны употребляются лишь для характеристики почв и растительности.

Одним из известных исследований по районированию СССР являются работы СОПСа Академии наук. Не касаясь вопроса методики и принципов районирования, которыми руководствовался коллектив ученых, необходимо отметить, что им удалось подтвердить наличие большинства зон, выделявшихся ранее Л. С. Бергом (1947, 1952), и выявить существование новых зон.

Западная Сибирь в районировании СОПС Академии наук представляет естественно-историческую страну, где выделяются:

Зона тундры

1. Ямало-Гыданская тундровая провинция.

Зона лесотундры

2. Обь-Енисейская провинция.

Лесная зона

3. Западно-Сибирская провинция.

Лесостепная зона

4. Обь-Иртышская провинция.

Степная зона

5. Ишимо-Прииртышская провинция.

Сухостепная зона

6. Тоболо-Иртышская провинция.

Поскольку в системе районирования СОПС крупнейшей единицей районирования является «естественно-историческая зона», то отрезки зон в пределах одной страны оказались приравненными к единице районирования провинции, которые получились на Западно-Сибирской равнине очень большими. В одну провинцию оказались включенными территории, внутренне очень разнородные. Такова, например, лесная зона, составляющая одну провинцию. Дискуссионным является вопрос о существовании сухостепной зоны.

Примером дробного районирования территории Сибири и Дальнего Востока является схема Ю. П. Пармузина (1958). Самая крупная единица районирования — пояс, комплекс зон. Выделено два пояса: холодный и умеренно-холодный, граница между ними проводится примерно у Полярного круга. Пояс делится на части с азональными признака-

ми — страны, последние в свою очередь на зоны, зоны на провинции, далее идут подзоны и области.

Анализ схемы Ю. П. Пармузина показывает, как пострадала она от применения к ней жесткого принципа чередования зональных и азональных единиц. Территория Западно-Сибирской равнины входит в состав двух стран, расположенных в холодном и умеренно-холодном поясах. Провинция «Ледниковых и водно-ледниковых равнин» разделена между двумя странами и входит в состав разных зон. Несомненный интерес представляет выделение Ю. П. Пармузиным областей и провинций, чего нельзя сказать о поясах, так как граница между ними, основанная на одном показателе — изолинии годовой испаряемости в 100 мм, — является скорее климатической, чем физико-географической.

Детальная схема районирования Западно-Сибирской равнины предложена Н. И. Михайловым (1960), выделившим 5 зон, 12 подзон и 20 провинций. По сравнению со схемой С. П. Суслова здесь приводится новое деление зоны тайги.

Н. И. Михайлов считает, что в условиях лесоболотной зоны равнины провинциальные различия, обусловленные положением территории, характером поверхностных отложений и геоморфологическими особенностями, более отчетливы, а границы провинций более определены, чем границы подзон. Поэтому в предлагаемой им схеме районирования (Михайлов, 1960 а, 1963) рубежи провинций не подчиняются границам подзон.

В 1961 году Г. Д. Рихтер опубликовал схему районирования территории СССР. Масштаб и дробность районирования определялись задачей выявления единых в природном отношении территорий для характеристики их в томах монографии «Природные условия и природные ресурсы СССР», составляемой Институтом географии Академии наук. В пределах Советского Союза выделено 19 стран, в том числе Западно-Сибирская низменность, состоящая из 21 провинции, которые сгруппированы по зональным признакам и преобладающему типу рельефа.

Анализ схемы Г. Д. Рихтера показывает, что в случае необходимости можно использовать «внеаксономические» группировки единиц. Автор поддерживает теорию пространственного единства зональных и азональных факторов: «...противопоставление зональных и азональных факторов нам кажется глубоко ошибочным, так как природа любой местности находится под непрерывным и одновременным воздействием как зональных, так и азональных факторов, хотя степень их влияния в разных местах различна» (1961, стр. 5).

Интересно выделение Г. Д. Рихтером более крупных единиц, чем физико-географическая страна, — меридиональных секторов, которые, однако, не являются единицами районирования. Западная Сибирь отнесена к Восточно-Европейскому сектору.

Отсутствие в схеме такой важной единицы, как ландшафтная зона, частично возмещается группировкой провинций по зональному признаку. Необходимо указать, что впоследствии зоны и подзоны вошли в схему районирования (Западная Сибирь, 1963).

В последние годы большую работу по физико-географическому районированию для целей сельского хозяйства провели географы университетов. Результатом исследований географов Томского университета явилась схема природного районирования Западной Сибири Г. Г. Григора и А. А. Земцова (1961). В основу выделения регионов положено два фактора: геолого-геоморфологический и биоклиматический. Авторы

отмечают, что «... в Западно-Сибирской низменности с ее плоской поверхностью очень хорошо выражена широтная зональность в распределении ландшафтов. Границы зон и подзон отчетливы и тянутся почти по параллелям. Однако несмотря на кажущуюся однородность рельефа, во многих случаях рельеф и геологическое строение вносят существенные поправки в зональное расположение ландшафтов» (Григор, Земцов, 1961, стр. 83).

При выделении комплексов учитывались возраст территории, особенности рельефа; подчеркивается, что границы оледенений являются важными ландшафтными рубежами.

Схема районирования Г. Г. Григора и А. А. Земцова не лишена известных недостатков. Необосновано выделение зоны лиственных лесов, включение в схему горной области Кузнецкого Алатау. Границы мелких таксономических единиц — округов и районов — не всегда отбиваются достаточно определенно. Вряд ли можно согласиться с тем, что границы подзон являются резкими.

Новейшая схема ботанико-географического районирования Сибири предложена Л. В. Шумиловой (1962). Центральная и южная части Западно-Сибирской равнины по схеме входят в состав Западно-Сибирской, а северная часть к Арктической макрорайонирований. В пределах Западно-Сибирской макрорайонирований выделено 8 провинций по закономерностям топографического распределения растительности в макрорельефе или оро рельефе, выражающимся в образовании типичных для провинции укрупненных экологических рядов зональных и незональных классов формации и подтипов растительности.

Л. В. Шумилова считает, что ни зоны, ни провинции, выделяемые как части зон, не могут удовлетворить требованиям ботанико-географического районирования. Поэтому в предлагаемой схеме нет зон и подзон, выделяемых многими ботанико-географами (Городков, 1916; П. Н. Крылов, 1919; Баранов, 1927; Ревердатто, 1931; Крылов и Салатова, 1950; Сочава и др., 1953; Г. В. Крылов, 1957). Необходимо отметить, что подавляющее большинство географов выделяют зональные единицы: отрезки зон или подзон в пределах физико-географической страны.

Кроме схем районирования всей Западно-Сибирской равнины необходимо назвать некоторые работы по районированию отдельных областей и частей. Имеются схемы физико-географического районирования Барабы (Панадины, 1953), Томской области (Григор и др., 1962), южной части равнины (Ступина, 1957). В основу районирования Н. М. Ступиной положен зональный признак, кроме того, учитываются различия в рельефе и почвенном покрове. Выделено 3 зоны: лесостепная, степная и сухостепная с последующим делением их на подзоны и районы. Последние объединяются в группы, которые примерно соответствуют провинциям других авторов. Трудно согласиться с выделением особой сухостепной зоны, которая, судя по характеристике, даваемой ей автором, составляет одно целое с южной подзоной степной зоны.

Природное районирование Алтайского края проведено группой авторов (Александров, Базилевич и др., 1958). Восточная часть Западно-Сибирской равнины, входящая в состав Красноярского края, районировалась многими авторами, в том числе Ю. П. Пармузиным, М. В. Кирпичевым, Ю. А. Щербаковым (1961), А. А. Шляпниковым (1963), Б. Н. Лихановым (1964).

Знакомство с работами по физико-географическому районированию Западно-Сибирской равнины позволяет сделать некоторые выводы. Не-

обходимо признать, что проблемы зонального расчленения и выявления крупных территориальных единиц в настоящее время могут считаться решенными удовлетворительно. На повестке дня стоит вопрос уточнения сетки и границ физико-географических регионов, в первую очередь на основе крупно- и среднемасштабных ландшафтных исследований, необходимость проведения которых диктуется запросами сельскохозяйственного производства и промышленного строительства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов В. И. Растительность черноземной полосы Западной Сибири (опыт ботанико-географической сводки и районирования). Записки Зап.-Сиб. отд. Гос. Русск. Геогр. общества, т. 39, 1927.
2. Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сборник в честь 70-летия Д. Н. Анучина, М., 1913.
3. Берг Л. С. Ландшафтные зоны Советского Союза. Географиз, т. 1, 1947; т. 2, 1952.
4. Вальская Б. А. Обзор опытов районирования России с конца XVIII в. по 1861 г. Вопросы географии, сб. 17, 1950.
5. Гельванд Ф. Земля и ее народы. СПб, 1898.
6. Городков Б. Н. Опыт деления Западно-Сибирской низменности на ботанико-географические области. Ежегодник Тобольского музея, вып. 27, 1916.
7. Григор Г. Г., Коженкова З. П., Тюменцев Н. Ф. Физико-географическое районирование Томской области. Вопросы географии Сибири, сб. 4, Томск, 1962.
8. Григор Г. Г., Земцов А. А. Природное районирование Западной Сибири. Вопросы географии, сб. 55, 1961.
9. Естественно-историческое районирование СССР. Труды Комиссии по естественно-историческому районированию СССР, М.-Л., Изд. АН СССР, 1947.
10. Завалишин И. Описание Западной Сибири. Москва, 1862.
11. Западная Сибирь. Изд. АН СССР, М., 1963.
12. Крылов П. Н. Очерк растительности Сибири. Томск, 1919.
13. Крылов Г. В. Принципы и схема лесорастительных районов Западной Сибири. Восточных филиалов АН СССР, № 3, 1957.
14. Крылов Г. В., Салатова Н. Г. Леса Западной Сибири. Новосибирск, 1950.
15. Лиханов Б. Н. Природное районирование. В кн: Средняя Сибирь. Изд. Наука, М., 1964.
16. Мильков Ф. Н. Физико-географический район и его содержание. Географиз, 1956.
17. Михайлов Н. И. Избранные лекции по физико-географическому районированию, ч. 1, изд. МГУ, Москва, 1955.
18. Михайлов Н. И. Физико-географическое районирование, ч. 3, М., 1960.
19. Михайлов Н. И. Физическая география Сибири и Дальнего Востока. Курс лекций, ч. 1, М., 1960 г.
20. Михайлов Н. И. Физико-географическое районирование, ч. 2; М., 1962.
21. Михайлов Н. И. Физико-географическое районирование и физическая география Сибири. Доклад по опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени доктора географических наук. М., 1963.
22. Панадиани А. Д. Барабинская низменность. М., 1953.
23. Пармузин Ю. П. О системе таксономических единиц физико-географического районирования. Научные доклады Высшей школы, геолого-географические науки, № 1, 1958.
24. Пармузин Ю. П., Кириллов М. В., Щербачев Ю. А. Некоторые итоги физико-географического районирования Средней Сибири и Красноярского края. Вопросы географии, сб. 55, 1961.
25. Петров М. Западная Сибирь. М., 1908.
26. Природное районирование Алтайского края. Труды Особой комплексной экспедиции, т. 1, 1958.
27. Ревердатто В. В. О принципах и методах естественно-исторического районирования Сибиряка. Материалы по изучению Сибири, т. 1, Томск, 1930.
28. Ревердатто В. В. Растительность Сибирского края. Опыт дробного районирования. Изд. Гос. геогр. о-ва, т. 63, вып. 1, 1931.
29. Рихтер Г. Д. Природное районирование СССР. Изв. АН СССР, серия географическая, № 3, 1961.
30. Семенов П. П. Западная Сибирь в ее современном экономическом состоянии. «Живописная Россия», т. XI, СПб., 1884.
31. Семенов П. П. (ред.) Окраины России. СПб., 1900.

32. Словцов П. А. Историческое обозрение Сибири. СПб., 1886.
 33. Сочава В. Б., Исаченко Т. И., Лукничева А. Н. Общие черты географического распространения лесной растительности Западно-Сибирской низменности. Известия ВГО, т. 85, вып. 2, 1953.
 34. Ступина Н. М. Природное районирование юга Западно-Сибирской равнины. Автореф. докладов V конф. молодых ученых Института Географии АН СССР. М., 1957.
 35. Суслов С. П. Физическая география СССР. Азиатская часть. 1 изд., М., 1947; 2 изд., М., 1954.
 36. Физико-географическое районирование СССР. Обзор опубликованных материалов. Изд. МГУ, 1960.
 37. Шляпников А. А. Опыт составления ландшафтной карты Приенисейской Сибири. Сибирский географический сборник, № 2, 1963.
 38. Шумилова Л. В. Ботаническая география Сибири. Изд. Томского ун-та, Томск, 1962.
 39. Schultz A. Sibirien. Breslau, 1923.
-

ОВРАГИ НИЖНЕГО ПРИТОБОЛЬЯ

А. М. МАЛОЛЕТКО

Русская геоморфологическая литература как дореволюционная, так и советская, богата работами, посвященными вопросам развития эрозионных процессов и описанию эрозионных форм рельефа. Но среди них нет ни одной, которая базировалась бы на фактическом материале Западно-Сибирской низменности вообще и ее юго-западной части в частности. Это связано не только со слабым развитием здесь эрозионных форм, например оврагов, но и с недостаточной еще ее изученностью. Правда, первые упоминания об оврагах юго-западной части Западно-Сибирской низменности (бассейна р. Тобола) относятся еще к XVIII в. В 1771 г. И. И. Лепехин описал геологическое строение склонов «буераков» (оврагов) и глубину их вреза у г. Тюмени. «Берега его (оврага — А. М.) около пяти сажен составляют и состоят из глины разной вязкости и цвету» (1814, стр. 30).

Следующее упоминание об оврагах бассейна р. Тобола относится к 1894 г., когда Н. К. Высоцкий (1894) описал 13-метровую толщу третичных пород в овраге у с. Хрящевки на р. Кизак.

В 1933 г. Л. В. Введенским (1933) была сделана попытка создать генетическую классификацию оврагов в бассейне р. Иртыша. Здесь им были выделены следующие генетические группы оврагов: 1) овраги, образующиеся вследствие деятельности проточных вод, 2) овраги размыва и разветвления, 3) овраги морозного выветривания и 4) смешанные.

С. С. Соболев (1948) в двух местах упоминает об оврагах юго-западной части Западно-Сибирской низменности, но не более обширно, чем предыдущие авторы.

В. В. Лавров (1948) отметил всеячий характер балок в верховьях р. Тобола.

Нами было указано (Малолетко, 1953) на формирование в Нижнем Притоболье своеобразных «долин прорыва» в результате неравномерного расчленения оврагами склонов речных долин. В. И. Орлов (1958) упомянул об оврагах у г. Тюмени.

Этими и ограничиваются сведения об оврагах юго-западной части Западно-Сибирской низменности.

В основу настоящей статьи положены материалы личных наблюдений автора в юго-западной части низменности, которая тяготеет к нижнему течению Тобола, поэтому она названа нами Нижним Притобольем.

Физико-географический очерк

Рельеф района может быть представлен в виде возвышающихся ступеней, с разницей высот в 20—30 м.

Наибольшие гипсометрические отметки (100—149 м) приурочены к водораздельному плато, расположенному в правобережье р. Тобола. На слабовсхолмленной поверхности плато разбросаны многочисленные мелкие понижения — западинки, «блюдца» и пр.

Следующая более низкая ступень с абсолютными высотами 75—85 м причленяется к вышеописанной в виде пологопадающего уступа, достигающего на меридиане д. Кучеметьевки ширины 50 км. Эта ступень представляет третью (50 м) надпойменную террасу Тобола. Поверхность ее иногда несет холмы и гряды перевеянных песков — «гривы».

Наиболее широко распространена третья ступень с высотами 45—65 м. Она занимает все левобережье Нижнего Притобалья и северную половину его правобережья. Морфологически эта ступень представлена второй и первой террасами и поймой Тобола и его левых притоков — Исети, Туры, Тавды. Относительная высота террас и поймы соответственно 17—22 м, 12 и 7 м.

В геологическом строении местности принимают участие рыхлые горизонтально или почти горизонтально залегающие породы кайнозоя. Наиболее древние породы — морские глины олигоцена — встречаются в южной части Нижнего Притобалья под аллювием террас. Водораздельное плато слагается неогеновые тонкослоистые супеси, глины и кварцевые пески. Сверху водораздельное плато перекрывается двадцатиметровой толщей покровных пород — бурых суглинков, облессованных в верхней части, внизу переходящих в слоистые пески с гравием и местами с галькой.

Вторая ступень слагается песчано-глинистым аллювием третьей террасы Тобола мощностью в среднем 20 м. Верхняя часть аллювия облессована. Аллювий отделяется от третичных пород цоколя прослоем галечника.

Строение террас, образующих третью, самую низкую ступень, следующую. В основании разреза второй террасы выходит цоколь из третичных пород. Поверхность цоколя сильно размыта и местами, например у с. Б. Блинниково, погружается под меженный уровень реки. На цоколе, отделяясь от него прослоем галечника, иногда с валунами, залегают песчано-глинистые отложения, облессованные в верхней части.

Первая терраса — аккумулятивная, имеет в основном песчаный состав с маломощным (0,15 м) прослоем перебитых известковистых конкреций. Верх слабо облессован. Пойма слагается песчаными, глинистыми и иловатыми отложениями, часто перемежающимися друг с другом.

Все эти породы рыхлые и легко поддаются размыву.

Гидрография. Главная водная артерия — р. Тобол делит описываемый район на две части, резко отличающиеся по своей гидрографической характеристике.

Левые притоки Тобола, как и сам Тобол, берут начало далеко за пределами района, откуда и приносят главную массу воды. Правые притоки отличаются своими незначительными размерами; все они начинаются на территории района.

Колебания уровня рек весьма значительны. Паводок начинается в апреле, быстро достигает максимума, затем следует продолжительный медленный спад. В конце сентября вновь наблюдается небольшой, до 1 м паводок, вызванный осенними дождями. Режим правых притоков не изучен. Можно только сказать, что главную роль в их питании играют грунтовые воды.

Климат Нижнего Притобалья имеет ясно выраженный континентальный характер: «сравнительно небольшое количество годовых осадков, сильное преобладание летних осадков над зимними, длинная

холодная зима, резкий переход от зимы к весне, быстрое стаивание снежного покрова, жаркое лето с непостоянными температурами» (Дудецкий, 1926, стр. 44). Количество летних осадков достигает иногда 60% от годовых (г. Ялуторовск, с. Новая Заимка).

Почвенно-растительный покров характеризуется значительным разнообразием. Севернее р. Тавды расположены хвойные леса на подзолистых, местами заболоченных почвах. С юга к ним примыкает полоса елово-осиновых вторичных лесов на подзолистых почвах. Южная граница их проходит приблизительно по широте устья р. Пышмы. Южную часть Нижнего Притоболья занимает северная лесостепь на черноземных и солончаковых почвах (Горшенин, 1927). Среди травяного покрова много представителей сухих степей. Леса встречаются в виде небольших березовых колков.

Описание оврагов

Овраги на территории Нижнего Притоболья распространены крайне неравномерно. Лучше всего они развиты в южном правобережье, где наблюдаются наибольшие колебания высот. На остальной территории Нижнего Притоболья они встречаются гораздо реже. Слабое развитие оврагов в юго-западной части Западно-Сибирской низменности С. С. Соболев (1948) объясняет следующим образом. «Аккумулятивный рельеф низменности характеризует наличие большого количества западин, блюдец, озер, отличающихся небольшой глубиной. Все эти депрессии являются местными базами эрозии, и вследствие обилия этих депрессий отсутствует или мало развит общий сток в речные долины. Поэтому несмотря на глубокий врез речных долин, здесь в настоящее время не может, по-видимому, развиваться обильная овражная сеть» (стр. 186—187).

Особое место занимают овраги, развитые в районе с. Бигилы, в верховьях одноименной реки. Имея много общих черт с остальными оврагами Нижнего Притоболья, они отличаются от них приуроченностью к третичному водораздельному плато и своей зависимостью от режима грунтовых вод.

Даже при беглом изучении заметно влияние форм рельефа, геоморфологических элементов на общий облик оврагов. Поэтому в виде некоторого обобщения и для удобства описания овраги Нижнего Притоболья объединены в следующие группы:

- а) овраги склонов речных долин,
- б) овраги третьей террасы р. Тобола,
- в) овраги низких террас и поймы,
- г) овраги третичного плато (верховьев р. Бигилы).

Овраги склонов речных долин лучше всего выражены в долине р. Кизак (правый приток р. Тобола). Р. Кизак протекает по контакту третьей террасы Тобола и водораздельного плато. Долина ее характеризуется асимметричностью склонов. Правый склон долины, представляющий уступ третичного водораздельного плато, достигает высоты 60—65 м над уровнем реки. Левый берег, высотой 7—10 м, слагается аллювием третьей террасы р. Тобола. Правый склон выположен и задернован, порос древесной растительностью. Склон расчленен оврагами, образующими типичный овражный рельеф.

Длина оврагов достигает 250 м, обычно меньше — 125—150 м. Большинство их полностью располагается на склоне речной долины, лишь некоторые достигают своими вершинами приречной части водораздельного плато. Продольный профиль большинства оврагов выположен

в нижней приустьевой части, в верховьях круто поднимается, постепенно сливаясь с пологими склонами долины или с поверхностью водораздельного плато. Отвершки оврагов и молодые овраги имеют продольный профиль, крутой, прямолинейный. Отвесные «перепады» (Соболев, 1948) в верховьях оврагов нигде не наблюдались.

Глубина вреза оврагов незначительная, очень редко достигает 20 м, хотя разница гипсометрических отметок устья и вершины оврага достигает 60—65 м. Так, глубина вреза оврага у с. Одины, устье которого расположено на абсолютной высоте 84 м, а вершина на 141 м, достигает максимальной величины 17 м. Это объясняется тем, что тальвег оврагов почти параллелен склону долины, довольно пологому. Форма поперечного сечения оврага зависит от литологического состава пород и от положения на продольном профиле. В приустьевой части оврага поперечный профиль его трапецевидный — с горизонтальным, довольно широким основанием и со склонами различной крутизны. С удалением от устья оврага горизонтальное основание поперечного профиля сужается и, наконец, исчезает совсем. Поперечное сечение оврага становится V-образным. На крутизну склонов оврагов большое влияние оказывает литологический состав пород. Овраг у с. Видоново, прорезающий толщу рыхлых мучнистых супесей, имеет довольно пологие склоны, оформленные в основании делювием. Овраг своей верхней частью прорезает толщу мучнистых супесей третичного плато, нижний — древний делювио-пролювий, прислоненный к последнему. Делювио-пролювий представлен мелкими обломками плотной глины, сцементированными перетолженной каолинизированной глиной. Поперечный профиль оврага здесь ящикообразный, с отвесными склонами. Сразу же выше контакта делювио-пролювия с третичными мучнистыми супесями склона оврага становятся пологими, отчасти за счет делювия.

Морфология склонов оврагов простая. Только у некоторых оврагов (например у с. Хрящевки) склоны осложнены своеобразными формами, которые придают им зубчатый вид. Эти формы напоминают трехгранные призмы, прислоненные одной плоскостью к склону оврага. Подобные формы были в свое время описаны Л. В. Введенским (1933), который считал их результатом развевания склонов оврага. Наши наблюдения позволяют сделать заключение о их эрозионном происхождении. Образование этих форм происходит в результате неравномерного расчленения склонов оврагов тальми и атмосферными водами. Растущие вдоль склона оврага кустарники и деревья скрепляются своими корнями дерн, защищая тем самым эти участки от размывания. Склоны оврагов между соседними закрепленными участками подвергаются интенсивному размыванию, в результате чего на склоне образуются глубокие рытвины. При частом расчленении склона такими рытвинами создаются своеобразные зубчатые формы склонов. В плане овраги представляют слабо ветвящиеся системы с незначительными отвершками. У д. Одина отвершки двух оврагов соединились своими вершинами, образовав обособленный участок — останец.

Большинство оврагов, прорезающих склон долины р. Кизак, имеют своим базисом эрозии поверхность террасы или поймы и лишь некоторые из них — уровень реки. В последнем случае они имеют всякие устья. Так, устье оврага у с. Одина превышает меженный уровень реки на 0,8 м. Овраги, имеющие своим базисом эрозии поверхность террас, находятся в стадии заполнения делювио-пролювием. Причиной этого является не только обилие материала, поступающего со склонов и не уносимого полностью временными потоками, но и повышение базиса эрозии за счет образования перед устьем оврага конуса выноса.

Овраги третьей террасы р. Тобола изучены хуже, так как площадь ее была реже покрыта маршрутами, чем остальная территория Нижнего Притоболья. На основании проведенных наблюдений можно сделать следующие замечания. Прежде овражная эрозия была более интенсивной. Следы ее деятельности являются широко распространенные глубокие лога (балки) с задернованными и залесенными склонами. В настоящее время овраги развиты слабо и размеры их незначительны.

Наиболее интенсивно третья терраса Тобола расчленена оврагами между устьями рек Ука и Емуртлы, где она прислонена в виде узкой полосы к третичному водораздельному плато. Овраги здесь представляют слабоветвящиеся системы незначительных размеров. Их характерной чертой является затухание эрозионных процессов, выразившееся в выполаживании склонов, зарастании их травяной и древесной растительностью. Некоторые из них (у с. Буньково) приобрели вид типичных логов.

Овраги низких террас и поймы на территории Нижнего Притоболья встречаются очень редко. Нами они описаны в следующих местах.

1. Овраги у с. Нижняя Тавда прорезают 12-метровую толщу террасы, в основании которой выступает цоколь из третичных глин. На размытой поверхности цоколя, местами погружающейся под меженный уровень р. Тавды, залегают валунно-галечниковые отложения. На цоколе лежат средне- и крупнозернистые диагональнослоистые пески русловой фации, переходящие выше в мелкозернистые горизонтальнослоистые пески. Верх террасы слагается облессованными бурыми суглинками. В толще песков имеется несколько крупных линз старичного аллювия — зеленых глин с резким болотным запахом, обогащенные фитодетритом. Даже при беглом осмотре обнажения бросается в глаза приуроченность оврагов к таким линзам старичного аллювия. По-видимому, после заполнения стариц аллювием и дальнейшего накопления террасовых отложений старичные понижения оставались выраженными в рельефе. Эти понижения и явились местом сбора и стока талых и атмосферных вод, которые затем размыли уступ террасы, образовав овраги. Последние имеют незначительную (около 70 м) длину, V-образный поперечный и крутой продольный профили. Устья их превышают меженный уровень реки на 1—1,2 м. Только некоторые из них имеют базисом эрозии уровень воды в реке.

2. Овраги у с. Плеханово расчленяют 15-метровую террасу р. Тавды с высоким (до 4 м) цоколем из третичных (?) глин. Овражное расчленение частое, но затрагивает только узкую — метров 14—15 — полосу вдоль края террасы. Это связано с тем, что поверхность террасы наклонена в сторону от реки, куда и направлен сток дождевых и талых вод. Такое явление впервые было отмечено для бассейна Тобола Л. И. Янышевым (1885). Расчленение террасы происходит в основном за счет дождей, выпадающих непосредственно на уступ террасы и на узкую полосу вдоль его. Овраги имеют очень крутой прямолинейный продольный профиль и глубину вреза почти такую же, как и длина оврага. Овраги здесь похожи на глубокие рытвины. Все они имеют висячие устья, превышающие меженный уровень реки на 1—1,5 м.

3. У с. Паньшино обнажается терраса р. Тобола высотой 17 м, густо расчлененная оврагами такого же типа, как и терраса р. Тавды у с. Плеханово. Только один из них имеет иную характеристику. Этот овраг достигает длины 150 м. Продольный профиль его пологий, поперечный — с ясно выраженной зависимостью от литологического состава пород. Верхняя половина разреза террасы, сложенная облессованными суглинками, образует отвесные стенки; нижняя, сложенная песками и си-

зыми глинами, — пологие. Овраг прорезал в устьевой части террасу до уровня реки.

Образование этого оврага объясняется следующим образом. Одна из рытвин, какими являются большинство оврагов у с. Паньшино, спроектировалась при врезе в понижение размытой поверхности цоколя. В этом понижении, на водонепроницаемом цоколе террасы, скапливались грунтовые воды, которые и способствовали росту оврага в длину.

4. Овраг у с. Дубровки развит на контакте первой террасы и поймы р. Туры, на месте старичного понижения. Образовался он так же, как овраги у с. Нижняя-Тавда. Дождевые талые воды скапливались в старичном понижении и, стекая в реку, размывали уступ поймы.

5. Овраг у с. Сазоново расчленяет уступ первой террасы р. Туры до уровня озера-старицы, которое является базисом эрозии оврага. Овраг достигает в длину 30—35 м и скорее похож на большую рытвину. Перед устьем оврага хорошо выражен конус выноса высотой 0,7 м, выдвинутый на 6—7 м в озеро.

6. У с. Авазбакиево (левый берег р. Тобола) наблюдалась редкая для Нижнего Притоболья форма оврага. Овраг, расчленяющий высокую пойму Тобола, имеет незначительную длину, очень крутой — около 75° , продольный и V-образный поперечный профили с крутыми склонами. В отличие от других оврагов Нижнего Притоболья, вершина этого оврага является подземной. Она появляется на дневную поверхность в 2,4 м от обрыва оврага в виде почти правильного круглого отверстия диаметром 0,7 м. Образование подземного оврага связано, вероятно, с просачиванием воды сквозь грунт и дальнейшим его размыванием.

7. В Байкаловском районе Тюменской области наблюдались овраги, образованию которых способствовала деятельность человека. Здесь к мосту, перекинутому через небольшую речку, подходит профилированная грунтовая дорога, кюветы которой у моста размыты и превращены в овраги длиной до 50 м. Полотно дороги, разрушаемое оврагами, значительно сужено и приобрело вид плоского гребня.

8. Другим примером образования эрозионных форм вследствие деятельности человека являются эрозионные борозды, наблюдаемые по дороге между селами Агарак и Кучеметьевкой. Проселочная дорога пролегает по песчаным гривам третьей террасы р. Тобола. Колея дороги на склонах грив играет ту же роль, что и кюветы в предыдущем случае. Колея дороги размывается, превращаясь в глубокие рытвины, вследствие чего дорога становится не пригодной для езды. Местные жители вынуждены объезжать этот участок, прокладывая дорогу рядом, но скоро и эта дорога подвергается размыванию, и жители вновь прокладывают дорогу в другом месте. Наблюдалось до пяти заброшенных дорог на склонах грив. Эти эрозионные формы представляют узкие рытвины с небольшими пологими конусами выносов у устья. Незначительная относительная высота грив не позволяет им развиваться в типичные овраги.

Овраги третичного плато хорошо изучены в верховьях р. Бигилы. Река Бигила (правый приток второго порядка р. Тобола) берет начало в окрестностях одноименного села, где она образуется путем слияния большого числа мелких речек, ручьев. Последние достигают в длину обычно 1—1,5 км, но иногда значительно больше — до 10 км (р. Дроновка). Долины их врезаны в третичное водораздельное плато на 20—25 м, наибольшей величины врез достигает в нижней части долины.

Третичное плато в окрестностях с. Бигилы сильно расчленено оврагами, причем последние приурочены исключительно к приречной части

плато. Морфология их во многом схожа с морфологией оврагов правого склона долины р. Кизак, описанных выше. Продольный профиль оврагов представляет вогнутую кривую, пологую в нижней части, крутую — в верхней. Склоны оврагов крутые, иногда отвесные. Последние наблюдаются обычно в верхней части склона, слагаемой лессовидными суглинками. У подножья склонов иногда наблюдаются угловатые глыбы облессованных суглинков, обвалившихся сверху. Кроме этого нижняя часть склонов бывает оформлена делювиальным шлейфом из мелкоземистого материала. Отличительной чертой этих оврагов является генетическая связь их с речными долинами, проявляющаяся в последовательном переходе оврагов в речные долины.

Изучение морфологии оврагов и речных долин, их взаимоотношения и особенностей развития позволяет с полной уверенностью говорить о том, что речные долины многочисленных истоков р. Бигилы были в прошлом типичными оврагами и что главную роль в процессе превращения оврагов в долины играет высокое положение уровня грунтовых вод третичного водораздельного плато. В прошлом, как и сейчас, в верховьях р. Бигилы были распространены овраги, приуроченные к приречной части плато. С развитием оврагов тальвег их, постепенно понижаясь, достиг уровня грунтовых вод и опустился ниже их. В овраг стали стекать грунтовые воды в виде родников, ключей, которые, сливаясь, дали начало небольшим ручьям. Таким образом, нижняя, наиболее врезанная часть оврага превратилась в долину с постоянным водотоком. Рост оврагов происходил за счет размывания их вершин тальми и ливневыми водами. Одновременно с продвижением вершин оврагов в глубь водораздельного плато происходило углубление оврага до уровня грунтовых вод, в результате чего верховье ручья продвигалось вверх по оврагу, т. е. происходил рост долины за счет оврага.

На склонах долин из эрозионных борозд образовались овраги, которые, достигнув грунтовых вод, также превращались в долины ручьев.

Таков общий ход развития речной системы верховьев р. Бигилы. На возможность превращения оврагов в речные долины указывал в свое время В. В. Докучаев (1878). Пример оврагов верховьев р. Бигилы полностью подтверждает это предположение, но в то же время указывает, что в цепи последовательного перехода овраг — балка — долина не обязательно среднее связывающее звено, что возможен непосредственный переход оврагов в речные долины. Есть все основания предполагать, что образование притоков р. Тобола на площади третичного водораздельного плато связано только с развитием оврагов. В частности, это можно сказать о верховьях р. Ука, Емуртлы и речки Манай (правый приток р. Кизак).

Другой характерной особенностью оврагов верховьев р. Бигилы является изменение длины, не связанное с их ростом. Это находится в связи с периодическими удлинениями и укорачиваниями речек, ручьев, что в свою очередь обусловлено периодическим колебанием уровня грунтовых вод. Как известно, для южной части Западно-Сибирской низменности характерны периодические колебания как поверхностных, так и подземных вод. При понижении уровня грунтовых вод происходит усыхание речек, ручьев, укорачивание их. В связи с этим происходит увеличение длины оврага независимо от изменения положения его вершины. И, наоборот, при повышении уровня грунтовых вод речки и ручьи удлиняются и соответственно с этим овраг укорачивается. Так, по сообщению местных жителей с. Бигилы в 1941 г. некоторые овраги превратились в речки с постоянным водотоком. В 1941 г. происходило повсеместное повыше-

ние уровня грунтовых вод юга Западно-Сибирской низменности, что и обусловило обводнение оврагов и появление в них постоянных водотоков.

Величину периодов удлинения и укорачивания оврагов на основании этого можно исчислять теми же цифрами, что и периоды с высоким и низким уровнем воды в озерах и уровнем грунтовых вод. Цифры эти разными авторами приводятся по-разному. Некоторые ставят эти колебания в связь с 35-летними периодами Брюкнера.

В заключение необходимо подробнее остановиться на вопросе происхождения висячих устьев некоторых оврагов. При этом необходимо указать на относительность термина «висячие овраги» в применении их к оврагам Нижнего Притоболя. Ввиду того, что превышение устьев висячих оврагов над меженным уровнем реки значительно меньше величины весенних паводков, во время половодья уровень воды поднимается выше устья оврага, и река заливает нижнюю, наиболее врезанную часть оврага, в связи с чем висячий характер устьев оврагов исчезает. Ниже термин «висячие овраги» будет применен к оврагам, устья которых имеют то или иное превышение над меженным уровнем рек.

Впервые в литературе висячие овраги бассейна р. Тобола были отмечены В. В. Лавровым (1948), который их образование объяснял следующим образом.

«Врезание рек в первую террасу (пойму — А. М.) произошло в самое последнее время, устья балок, впадающих в долину Тобола — Убагана, оканчиваются у края первой террасы, не успев дойти до русла реки» (стр. 70). В. В. Лавров здесь под балками подразумевал, по-видимому, овраги, так как балки тем и отличаются от оврагов, что не могут углубляться. Объяснение В. В. Лаврова выглядит мало убедительным, если учесть, что достаточно нескольких лет, чтобы овраги в приустьевой части прорезали до уровня реки рыхлые, легко поддающиеся размыву, отложения поймы. «Самое последнее время», за которое произошло врезание рек в пойму, понимается В. В. Лавровым, конечно, с геологической точки зрения и, несомненно, в абсолютном летоисчислении не равно нескольким годам. К тому же врезание в пойму должно происходить одновременно с врезанием оврагов. А неоговоренное утверждение В. В. Лаврова о том, что врезание оврагов отстает от врезания реки в пойму, сомнительно. Поэтому нельзя объяснить происхождение висячих устьев оврагов отставанием овражной эрозии от речной, как это пытается делать В. В. Лавров.

Нельзя также объяснить происхождение висячих устьев срезанием приустьевой части оврагов руслом реки, при боковом смещении его. Хотя все реки юго-западной части Западно-Сибирской низменности очень сильно меандрируют и часто производят значительные разрушения, это объяснение нельзя принять по следующим причинам.

1. У с. Плеханово р. Тавда не подмывает террасу, но висячие овраги выражены хорошо.

2. У с. Паньшино, наряду с висячими оврагами, есть овраг, устье которого прорезано до уровня реки.

Анализируя действие и роль факторов, влияющих на эрозию или обуславливающих ее, можно следующим образом объяснить образование висячих устьев. В сложном взаимосвязанном комплексе факторов оврагообразования важнейшую роль играют талые и атмосферные воды. При рыхлости пород их роль в оврагообразовании наиболее резко выражена. В процессе своего развития овраги стремятся достичь свой базис эрозии — уровень реки, но так как последний испытывает колебания, в частности сезонные, базис эрозии также не остается постоянным. Из

всех положений базиса эрозии оврагов максимальную величину вреза оврагов предопределяет наимизшее, соответствующее меженному уровню реки. Но для того, чтобы овраги достигли этого уровня, необходимо в период меженных вод соответствующее количество воды, достаточное для размывания пород и переноса минеральных частиц.

Как выше упоминалось, основная масса атмосферных осадков и, следовательно, наиболее интенсивная овражная эрозия приходится на весенне-летний период. Но к этому периоду приурочено наиболее высокое положение уровня реки, ограничивающее донную эрозию оврагов в их низовьях на весь период высокого стояния паводковых вод.

Понижение базиса эрозии (уровня реки) наблюдается в конце лета, но в то же время резко сокращается количество атмосферных осадков, в связи с чем эрозионная деятельность в оврагах прекращается до осенних дождей. Но и осенью овраги не могут достичь уровня меженных вод, так как осенью на р. Тобол и его притоках наблюдается паводок, достигающий 1—1,5 м на р. Тобол и его левых крупных притоках и несколько меньше на правых.

Величина этого паводка предопределяет превышение устьев оврагов над меженным уровнем рек, являясь тем самым пределом, ниже которого овраги не могут углубиться. Лишь те овраги, в развитии которых принимают участие, хотя бы периодически, грунтовые воды, могут углубиться до нижнего уровня рек. Подобное мы видим на примере оврага у с. Паньшино на р. Тобол.

Описанный выше процесс образования висячих оврагов на площади Нижнего Притоболья не является характерным только для какой-либо группы оврагов из вышеописанных. Он может быть принят в общем виде и ко всем оврагам описываемой площади, имеющим базисом эрозии уровень реки. Лишь отдельные моменты (мощность и литология пород, экспозиция, величина водосборной площади оврага и пр.), характерные для каждого из оврагов, накладывает свои отпечатки на этот процесс, внося некоторое разнообразие.

Предлагаемое объяснение происхождения висячих оврагов Нижнего Притоболья еще требует известной доработки. Последняя должна быть направлена в сторону накопления и обработки фактического материала, объясняющего отдельные детали всего сложного процесса оврагообразования. Необходимо подробное, всестороннее изучение рельефа, климата, гидрогеологии с учетом их взаимосвязи, взаимообусловленности. Нужны обширные данные о распределении годового стока, о характере уровенного режима, о времени и интенсивности снеготаяния в оврагах и на их водосборах, о времени добегаания паводковой волны. Последнее должно объяснить, в частности, почему весной, в период снеготаяния, глубинная эрозия в низовьях оврага не наблюдается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Введенский Л. В. Геологический очерк западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. ВГРО, вып. 330, 1933.
2. Высоцкий Н. К. Геологические исследования в черноземной полосе Западной Сибири. Горный журнал, вып. 4—5, 1894.
3. Горшенин К. П. Почвы черноземной полосы Западной Сибири. Записки Зап.-Сиб. отдела РГО, т. 39, 1927.
4. Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России. Труды СПб. о-ва естествоиспытателей, т. 9, 1878.
5. Дудецкий В. Д. Опыт климатического районирования черноземной полосы Западной Сибири. Изв. Зап.-Сиб. отдела РГО, т. 5, 1926.
6. Лавров В. В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Изд. АН КазССР, 1948.

7. Лепехин И. И. Дневные записки путешествия по разным провинциям Российского государства, ч. III, СПб., 1814.
 8. Малолетко А. М. «Долины прорыва» в Нижнем Притоболье. Вопросы географии Сибири, сб. III, Томск, 1953.
 9. Орлов В. И. Некоторые данные об оврагах Западно-Сибирской низменности, географич. сборник, X, 1958.
 10. Сметанин И. С. Новейшие изменения уровня озер в степях Западной Сибири. Изв. Всесоюзного географического о-ва, вып. 4, 1948.
 11. Соколов С. С. Развитие эрозионных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними, т. I, АН СССР, 1948.
 12. Янышев Л. И. Описание рек Туры и Тобола. Журнал «Инженер», вып. 9, 1885.
-

ПРОБЛЕМА СНЕГОВОЙ ГРАНИЦЫ

М. В. ТРОНОВ

Статья эта носит то же название, что и не так давно опубликованная статья С. В. Калесника (1961)*. Обе они посвящены одному и тому же вопросу и оба автора, очевидно, согласны в том, что вопрос этот является настолько широким и разносторонним, что заслуживает названия проблемы. Имеются в статьях некоторые общие мысли и положения, но в настоящей статье приводится ряд дополнительных выводов и соображений. Автор заранее согласен с тем, что некоторые из выдвигаемых положений должны считаться дискуссионными, но ряд других кажутся аргументированными бесспорно.

Учение о снеговой границе или линии является важным связующим звеном между климатологией, гляциологией, гидрологией, геоморфологией горных стран. Значение данных о высоте снеговой границы и с ней связанных явлениях в вопросах палеогеографии разносторонне и общеизвестно. Вместе с тем в последние годы стали хорошо известны некоторые обстоятельства, которые на первый взгляд снижают значение понятия снеговой границы. Видимая сезонная снеговая линия на леднике может подниматься выше зоны нулевого баланса аккумуляции-абляции благодаря замерзанию талых вод на ледниковой поверхности. Некоторые авторы (см., например, Пальгов, 1958; Забиров, 1962) придают большое значение той «линии равновесия» на леднике, где привнос льда сверху равен величине абляции, и этим как бы ослабляется внимание к снеговой границе. Констатируется, что во многих случаях, благодаря лавинам и метелевому переносу снега, ледники могут залегать на уровнях, резко сниженных по сравнению с «нормальной» высотой снеговой границы. Бывает и наоборот: в областях свежения снега с открытых мест ледники могут залегать на высоких уровнях, не спуская своих концов ниже снеговой зоны. Можно упомянуть и о карах; образование их представляет типичный геоморфологический процесс для зоны снеговой границы, но оно может происходить значительно ниже или выше.

Таким образом, оказывается (впрочем, это не ново), что положение снеговой линии или границы не имеет абсолютно определяющего значения для высотного уровня развития ледниковых и других процессов, связанных с длительным залеганием и накоплением снеговых масс.

*) Вышедшая позже книга С. В. Калесника «Очерки гляциологии» не могла быть использована.

Тем не менее, приведенные примеры (в них есть и много нового) указывают лишь на большую сложность проблемы снеговой границы, отнюдь не уменьшая и не ограничивая ее научного значения.

В комплексе точных гляциологических исследований в период Международного геофизического года проблема снеговой границы не выдвигалась на первое место. Причина понятна: данные о положении видимой сезонной снеговой границы еще не позволяют сделать точного пересчета на количественные показатели вещественного и теплового баланса ледников. Но, с другой стороны, разнообразные точные измерения на ледниках не снижают, а повышают значение данных о снеговой границе, благодаря уточнению связей ее как с метеорологическими условиями, так и с балансом и общим состоянием самих ледников. Последнее замечание особенно важно в связи с новыми задачами советской гляциологии. Создание законченных региональных научных описаний районов оледенения, составление общего каталога ледников СССР, крупные теоретические обобщения — это такие задачи, решение которых требует самых широких сведений о снеговых границах.

Должно быть подчеркнуто еще следующее. Указанные здесь задачи не могут считаться лишь узко гляциологическими. Речь идет не только о близком контакте, но о «взаимопроникновении» таких научных дисциплин, как гляциология, климатология, гидрология, геоморфология. Значение рассматриваемой проблемы выступает еще ярче. Особенно надо отметить, что высота снеговой границы является показателем гляциоклиматическим. Не имея или не используя сведений о границе постоянных снегов в горной стране, нельзя законченным образом описать ни оледенения, ни климата. Очень важно с этой точки зрения, что данные о высотах снеговой границы обладают (точнее, могут обладать) свойством хорошей сопоставимости.

Сопоставлять можно любые данные о состоянии ледников и, тем самым, в известной мере сравнивать климатические условия оледенения. Однако показатели высоты снеговой границы в разных условиях экспозиции и рельефа обладают особо универсальным значением. Они позволяют судить и об общих климатических условиях, и об интенсивности местных мезо- и микроклиматических влияний на режим ледников. Кроме того, такие данные сравнительно легко могут быть получены в массовом количестве. Само собой разумеется, что для обеспечения действительной сопоставимости результатов многих отдельных измерений в разных пунктах необходимо непрерывное функционирование базовых гляциологических станций.

Исходя из всего сказанного и подчеркивая еще раз, что снеговая граница, высота ее расположения по своему существу представляет показатель гляциоклиматический, остановимся на некоторых основных вопросах проблемы.

О климатической снеговой границе. Условное представление о том, что климатическая или теоретическая снеговая граница связывается с горизонтальной незатененной (и притом безветренной!) площадкой по существу в гляциологии отвергнуто как совершенно абстрактное, хотя и встречается до сих пор в литературе (например, у Л. Д. Долгушина, 1963). Ведь ее никак нельзя найти на местности, чтобы определить ее высоту. Вместе с тем можно ни слова не сказать о ледниках, но все равно высоту снеговой границы надо указывать при научном описании климата высокогорной страны. Представление о климатической снеговой границе необходимо (несмотря на неизбежность влияния рельефа), но так же необходимо твердо установить единообразное ее понимание. Без этого последнего условия становятся неизбежными недопу-

стимые неувязки и разноречивой при сопоставлении снеговых границ в разных горных странах, в разных районах и даже просто на отдельных ледниках. Понятие о гляциоклиматическом показателе «высота снеговой границы» и его фактическое определение для каждой местности должны быть согласованы с основными правилами разработки климатических показателей. Наиболее целесообразным кажется следующее определение: климатическая снеговая граница, характерная для того или иного района, есть среднее многолетнее из ее наивысших сезонных высот, найденных на склонах разной экспозиции и при наличии нормальных условий образования ее на ледниках.

Заметим, что способ осреднения данных для склонов разной экспозиции, но с применением косвенных методов определения высоты снеговой границы, использован в большой работе Виссмана (1959), посвященной оледенению высоких хребтов Азии.

Приведенная формулировка, относящаяся к термину и к самому понятию климатической снеговой границы, нуждается в некоторых пояснительных замечаниях.

1. Термин, очевидно, наиболее применим к такому крупному району, где имеется значительное число ледников с разными условиями залегания и снежных склонов различной экспозиции и крутизны. По отношению к отдельным пунктам лучше говорить просто «высота снеговой границы», не прибавляя «климатическая», но едва ли можно предложить строгое разграничение между случаями применения простого и усложненного терминов.

Во всяком случае необходимо многолетнее осреднение данных за отдельные годы. Но многолетних наблюдений может и не быть (в большинстве случаев их нет); кроме того, эпизодические определения высоты снеговой границы могут быть сделаны не в тот момент, когда она занимает наивысшее сезонное положение. Это значит, что измеренные высоты снеговой границы должны, вообще говоря, подвергаться двойному приведению: а) к наивысшему сезонному положению и б) к многолетнему среднему. Из этого следует, что для полноценного использования многочисленных (даже массовых) наблюдений за снеговыми границами необходимо иметь базу для сопоставления, т. е. базовую гляциологическую станцию, ведущую достаточно частые наблюдения за динамикой границы снега и обслуживающую определенный район.

2. Может вызвать сомнение примененное в формулировке выражение «нормальные условия образования» в силу недостаточной определенности таких условий. Сомнение это тем более законно, что в ряде случаев ледники могут иметь лавинное или «метелевое» питание, причем высота снеговой или фирновой линии как бы теряет обычную связь с общими климатическими условиями. Но вопрос отнюдь не является неразрешимым, только требует специального изучения: необходимо, как и в климатологии, оценивать репрезентативность отдельных данных в применении к целому району. К сожалению, имеющиеся по этому вопросу отдельные указания и соображения пока слишком неопределенны.

3. В нашем определении говорится о снеговой границе на ледниках, а не на промежуточных склонах между ледниками, т. е. о границе снег — лед, а не снег — камень. Вопрос этот подробно рассматривается в книге «Вопросы связи между климатом и оледенением» (Тронов, 1956). Суть дела заключается в том, что граница снег — камень представляет боковое обрамление фирновой области ледника и не имеет

определенного (в соответствии с климатическими условиями) высотного положения; ее можно назвать снеговой границей второго рода. Переход через такую границу в каждом месте сопровождается изменением подстилающей поверхности, которая оказывает очень сильное влияние на процессы аккумуляции-абляции снега.

4. В нашей формулировке говорится о снеговой линии или границе на ледниках, но очень часто говорят о фирновой линии. Здесь имеет место двойственность и нечеткость разделения понятий и терминов, причем явно требуется специальное изучение вопроса. Вот некоторые соображения, основанные на фактических данных. Предположим, что летний сезон данного года оказался более холодным, чем предшествующий. Граница старого снега-фирна останется до конца сезона перекрытой зимне-весенним снежным покровом данного года; на карту ледника будет нанесена новая видимая сезонная снеговая линия. Предположим, наоборот, что данный сезон оказался особо теплым; тогда новая сезонная снеговая линия будет поднята высоко, и на леднике могут образоваться две границы: а) открытый лед — старый снег или фирн и б) старый снег — новый снег. По нашему мнению, в целях единообразия метода обязательно нужно определять высоту этой второй границы и полученное число использовать для осреднения в многолетнем ряду. Вместе с тем надо полагать, что фирновая линия сама представляет некоторое осреднение ряда сезонных снеговых линий. Но вопрос неясен; в целях климатологической четкости кажется более целесообразным осреднять в многолетних рядах сезонные высоты именно снеговой линии.

Заметим еще, что, очевидно, есть возможность оценивать высоту снеговой границы, хотя и не всегда достаточно надежно, на основании связей с обычными метеорологическими данными наблюдений ближайших постоянных станций. Это относится и к ежегодным сезонным высотам снеговой границы, и к многолетним средним. В общем и целом, таким образом, гляциоклиматический показатель (можно назвать его и просто климатическим) в виде высоты климатической снеговой границы может войти в один ряд с другими показателями климата горных стран. Это очень важно в смысле организованного и формального сближения смежных дисциплин, имеющих естественные тесные контакты.

Сделаем еще одно замечание. Очень важно с разных точек зрения установить и уточнить соотношения между климатологически обоснованными значениями высот снеговой границы и теми данными, которые могут быть получены при помощи разных косвенных методов. Эти последние данные свободны от искажений, вносимых непостоянством метеорологического режима, но зато зависят сложным образом от многообразных особенностей залегания ледников. Большая группа сюда относящихся вопросов изучена слабо. Для их решения во всяком случае необходимо уточнить основное представление о климатической снеговой границе.

О дополнительных показателях, связанных со снеговой границей. Надо полагать, что таких показателей может быть предложено несколько. Например, в вопросах гидрологии важно знать, до какого высотного предела (выше снеговой линии) может распространяться таяние снега, сопровождаемое стоком талых вод. Но здесь мы остановимся на одном показателе, значение которого на основании новых наблюдений на Алтае оказалось весьма существенным.

Общепринятый способ характеристики снеговой границы путем определения ее наивысшего сезонного положения на ледниках не дал таких результатов, которые хорошо увязывались бы с особенностями ре-

жима ледников. Главная причина заключается в летних снегопадах, которые могут перекрывать, и даже неоднократно, границу таяния зимнего снега. В результате снижается не только наивысший, но еще больше средний в течение лета уровень расположения снеговой линии на ледниках и уменьшается площадь открытого льда, лишённого защитного слоя снега. Кроме того, сокращается и абляционный период. Наличие подобных данных совершенно естественным образом побуждает ввести в практику гляциологических исследований особый показатель в виде сезонной суммы площадей открытого льда на ледниках. Для вычисления такого показателя нужны достаточно частые наблюдения за ледниками, лучше всего при помощи фотоаппарата, чтобы можно было нанести на план ледника (или ледников) положение снеговой линии на каждый день и измерить площадь открытого льда. Затем эти площади суммируются за весь абляционный период. Следующий пример (по наблюдениям на Алтае) показывает целесообразность применения такого показателя. В 1959 г. снеговая граница на ледниках Актру поднималась на 175 м выше, чем в 1960 г. Эта цифра значительна, но кажется совсем недостаточной, чтобы объяснить двукратную разницу в величине абляции за сезон: на низких уровнях до 6 м в 1959 г. и только до 3 м в 1960 г. Показатель в виде суммы площадей открытого льда дал более убедительные цифры: для ледника Большой Актру в 1959 г. — 420 км² и 270 км² в 1960 г. Правда, эти цифры не вполне точны из-за недостаточной частоты наблюдений.

Ясно, что предлагаемый показатель имеет значение и гляциоклиматологическое и гидрологическое. Вычисление его трудоемко, но не представляет принципиальных трудностей, если имеется карта ледникового района. Важным условием для облегчения работы, которое надо предусматривать заранее, является открытость выбранного ледника или ледников для фотографирования. При наличии хорошего картографического материала можно, по-видимому, вариации такого показателя переносить и на ледники, обследованные маршрутным порядком, но сопоставление здесь труднее, чем просто высоты снеговой границы. Весь вопрос рассмотрен подробнее в нашей статье «Некоторые принципиальные вопросы в учении о снеговой границе» (Тронов, 1962).

О хионосфере. В сборнике «Хроника, обсуждения» № 7, 1962 г., большой раздел посвящен дискуссии о том, нужно ли в гляциологии понятие хионосферы. Некоторые авторы (Г. К. Тушинский и другие) считают его излишним, но некоторые (С. В. Калесник и другие), наоборот, признают целесообразным его сохранение и применение. Как нам кажется, дискуссия эта, несмотря на видимую остроту, совсем не носит сугубо принципиального характера. Это можно пояснить следующим образом.

Во всяком случае очевидно, что реально существует слой атмосферы выше уровня снеговой границы, обладающий благоприятными для оледенения свойствами, что свойства его меняются под влиянием рельефа, что при этом изменяется его нижняя граница и т. д. Есть все основания считать, что такой слой имеет и верхнюю границу (Калесник, 1939). Его, этот слой, можно называть или не называть хионосферой. Заранее можно предположить, что в некоторых случаях применение термина будет способствовать четкости формулировок, а в других случаях оно окажется излишним. Сущность дела не изменится, но те и другие случаи надо иметь в виду. Приведем следующий пример.

В статье «Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае» (Тронов, 1953) нами был предложен метод определения высоты расположения хионосферы по высотному градиенту числа дней в году

со снежным покровом. Имея такие данные, по наблюдениям ряда горных станций, расположенных на разных высотах, можно (в частности, при помощи построения соответствующих кривых) найти ту высоту, где это число станет равным 365. Это и будет уровень граничной поверхности хиносферы. Г. К. Тушинский (1962, 1963) совместно с Н. М. Малиновской пошли значительно дальше и построили для горных районов СССР карты изолиний, изображающих расположение «поверхности 365». Авторы не называют эту поверхность границей хиносферы, но речь идет об одном и том же уровне, об одной и той же граничной поверхности: тождественность методики определения об этом свидетельствует с несомненностью.

Авторы составили очень важную таблицу, показывающую, что снеговая граница на ледниках располагается намного (большею частью на 400—800 м) ниже «уровня 365». Но это полностью соответствует и нашим общим выводам (Тронов, 1956) о том, что в нижней части хиносферы следует выделять два разных уровня нулевого баланса снега: верхний, на каменных поверхностях (это и есть «уровень 365»), и нижний, на холодных поверхностях ледников. Влияние всегда холодной подстилающей поверхности во всяком случае является самым общим фактором снижения уровня нулевого баланса снега на ледниках по сравнению с «поверхностью 365». Резкие снижения уровня залегания ледников, когда вертикальное расстояние между снеговой линией и «поверхностью 365» превышает 1000 м, могут зависеть от особых условий питания ледников, например, в виде лавин или интенсивного метелевого навевания снега. В некоторых случаях, надо полагать, просто невозможно надежно вычислить «уровень 365» из-за недостатка данных.

Важнейшим принципиальным выводом является тот, что необходимо различать два уровня нулевого баланса снега: на каменной и на ледниковой поверхностях. С одним уровнем связываются климатические условия возникновения оледенения, с другим — условия сохранения уже существующих ледников. Уровни эти можно связывать с нижней частью хиносферного слоя, но можно «обойтись без хиносферы» и оперировать понятием и термином «поверхность 365»; однако особый термин все же оказывается нужным.

В некоторых случаях речь идет о свойствах атмосферной базы оледенения, включая сюда температуру воздуха, абсолютное и относительное влагосодержание и т. д. Например, сравнивая восток и запад Алтая, мы можем констатировать, что при одинаковой величине положительной разности оледенения на западе оно оказывается более интенсивным, чем на востоке. Вспоминается и прежняя работа П. А. Шумского (1947), где он говорит о различных собственных свойствах хиносферы, о значении этих свойств. Но в статье 1963 г. («Хроника, обсуждения», № 7) П. А. Шумский высказывается против применения понятия хиносферы в гляциологии.

Мы считаем, что введение понятия хиносферы как особой воздушной оболочки земного шара, предложенное С. В. Калесником (1939), имеет большую принципиальную ценность. Только этот особый слой атмосферы способен оказывать относительное воздействие на земные ландшафты под всеми географическими широтами. Его изучение, следовательно, должно иметь важное значение для познания самых общих закономерностей развития ледников. Надо полагать, что его именно слабая изученность, а также практические трудности специальных исследований приводят к сомнениям в целесообразности применения и использования самого понятия хиносферы.

Заключение. Применяются в учении о снеговой границе еще некоторые понятия и термины, как, например, «граница оледенения», «граница фирновых пятен». Они хорошо известны, не вызывают принципиальных разногласий и на них здесь можно не останавливаться.

В заключение надо подчеркнута указать на самую общую задачу изучения снеговых границ. Она заключается в установлении и уточнении различных связей между собственно гляциологической, климатологической, гидрологической, геоморфологической сторонами в общем физико-географическом изучении горных стран и их природных ресурсов. Основной вывод: проблему снеговой границы надо изучать и разрешать многосторонне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Долгушин Л. Д. Региональные проблемы оледенения по исследованиям на Урале, в Центральной Азии и Антарктиде. Изд. АН СССР, 1963.
2. Забиров Р. Д. О необходимости изучения нижней границы нулевого баланса ледников. Сборник «Хроника, обсуждения», № 5, Москва, 1962.
3. Калесник С. В. Общая гляциология. Учпедгиз, 1939.
4. Калесник С. В. Проблема снеговой границы. Вестник Ленинградского университета, № 12, 1961.
5. Калесник С. В. О хиносфере и её производных. Сборник «Хроника, обсуждения», № 7, Москва, 1963.
6. Пальгов Н. Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. Алма-Ата, 1958.
7. Тронов М. В. Теоретические итоги ледниковых исследований на Алтае. «Вопросы географии Сибири», № 3, Томск, 1953.
8. Тронов М. В. Вопросы связей между климатом и оледенением. Томск, 1956.
9. Тронов М. В. Некоторые принципиальные вопросы в учении о снеговой границе. Сборник «Гляциология Алтая», № 2, Томск, 1962.
10. Тушинский Г. К. К вопросу целесообразности применения понятия «хиносферы». Сборник «Хроника, обсуждения», № 7, Москва, 1963.
11. Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Положение «уровня 365» над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением. Информационный сборник о работах по МГГ, № 9, Москва, 1962.
12. Шумский П. А. Современное оледенение Советской Арктики. Вопросы географии, сб. 4, 1947.
13. Wissmann H., Die heutige Vergletseherung und Schneegrenze in Hochasien. Mainz, 1959.

ОБ ОБЩНОСТИ ПРОЦЕССА СОКРАЩЕНИЯ ЛЕДНИКОВ НА АЛТАЕ

П. А. ОКИШЕВ

На основании изучения обширного материала изменчивости стока рек, колебаний уровня озер и внутренних морей, увлажненности торфяников, состояния горных проходов и поселений в Альпах, а также археологических стоянок в поймах равнинных рек и озер, А. В. Шнитниковым [11] установлен многовековой ритм изменчивости общей увлажненности материков северного полушария. Эти ритмы охватывают периоды времени продолжительностью около 1850 лет. С ними увязывается изменчивость состояния горного оледенения, выражающаяся в периодических наступаниях и отступлениях ледников на фоне общего сокращения оледенения в поствюрмский период (рис. 1).

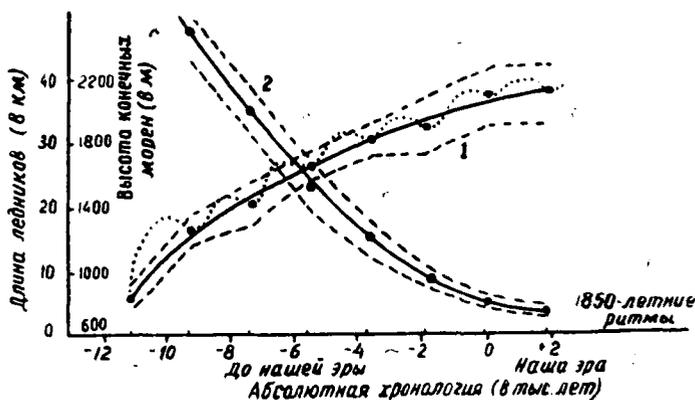


Рис. 1. Зависимость состояния ледников Алтая от факторов 1850-летнего ритма (по А. В. Шнитникову, 1957).

За эпоху послевюрма оледенение прошло через семь стадий, название и хронология которых для Алтая показаны в табл. 1.

При рассмотрении изменчивости в состоянии горного оледенения за нашу эру А. В. Шнитников [11] намечает три фазы.

1. Фаза регрессии горного оледенения во второй половине первого и начале второго тысячелетия. Горные ледники были сравнительно малы и находились на больших высотах.

2. Фаза энергичной экспансии горного оледенения в середине и второй половине второго тысячелетия. Ледники быстро увеличиваются в размерах, повсеместно наступают. Своих максимальных размеров они достигают в середине и второй половине XIX века (стадия XVII—XIX в.).

3. Фаза повсеместного отступления горного оледенения со середины—второй половины XIX века, продолжающаяся и поныне (без учета малой внутривековой изменчивости).

Исследование ледников Алтая началось более 125 лет назад, с открытия двух крупных ледников — Катунского и Берельского Ф. Геблером в 1835 году на южном склоне г. Белухи (Катунский хребет): Посещение и описание Геблером Катунского ледника послужило некоторой вехой, с которой связываются последующие изменения ледников не только Катунского центра оледенения, но и Алтая в целом.

Таблица 1

Сравнительная схема изменчивости состояния послевюрмского оледенения на Алтае

Центральный Алтай по Л. А. Варданянцу (1938)		Биш-Иирду по Л. Н. Ивановскому (1957)		Приблизительная хронология максимума стадий по А. В. Шнитникову (1957)
название стадий	депрессия сн. линии (м)	название стадий	депрессия сн. линии (м)	
		XVII—XIX в.		
Историческая	70—85	Историческая	50—100	Около начала н. э.
Аккемская	150—300	Аккемская	240—300	Около 1900 до н. э.
Кочурлинская	400—460	Кочурлинская	400—450	Около 3700—3800 до н. э.
Мультинская	600—700	Мультинская	600—700	Около 5600—5800 до н. э.
Огневская	800—900	Огневская	?	Около 7400—7600 до н. э.
Первая	900—1000	Первая	940—960	Около 9200—9400 до н. э.
Максимум вюрма	около 1150	Максимум вюрма	1200	Около 11000—113000 до н. э.

И. М. Мягковым [8] дана весьма подробная геоморфологическая характеристика моренных образований ледников Белухи, и на основе описаний Геблера установлены конкретные сроки отложения двух последних крупных конечно-моренных валов — 1820-е («геблерова горка») и 1850-е годы.

Благодаря работам И. М. Мягкова, К. Г. Тюменцева, Л. А. Варданянца для Катунского центра оледенения уже имеется схема расчленения морен стадий последнего оледенения (табл. 1). Слабее изучена последняя ледниковая эпоха в других районах ледникового Алтая.

Л. Н. Ивановским [7] подобные конечные морены (1820 и 1850-х гг.) выделены у ряда долинных ледников на северном склоне Передового хребта в горном узле Биш-Иирду и в долине Алахинского ледника в Южно-Алтайском хребте. Согласно данным Л. Н. Ивановского [5], подтверждается давно доказываемое многими авторами предположение об одновременности изменений в состоянии ледников в разных районах Алтая. Как пишет Л. Н. Ивановский (1961, стр. 240), «в сходных условиях рельефа развитие ледников происходит примерно одинаково».

Изучение материалов аэрофотосъемки Шапшальского хребта позволило Е. Д. Донченко [3] выделить аналогичные морены середины XIX века в одном из районов малого оледенения. Е. Д. Донченко отмечает (1962, стр. 157), что «конечная морена 1850-х годов хорошо дешифрируется на аэроснимках в виде вала или волнистой гряды, расположенной на некотором расстоянии от конца ледникового языка. Определение конечноморенных валов, отнесенных И. М. Мягковым к 1820-м годам, на ледниках Шапшальского хребта сильно затруднено из-за размытости большинства морен. Но все же на некоторых из них можно проследить в фронтальной части небольшой вал, отделенный от вышерасположенного и более крупного вала некоторым понижением. Образование этого нижнего вала мы относим к 1820 г.»

Исследование оледенения Северо-Чуйских гор (горный узел Биш-Иирду) дает основание утверждать о повсеместном распространении на их (Северо-Чуйских гор) территории конечноморенных образований середины XIX в. Это в одинаковой степени относится и к долинным ледникам и к более мелким формам ледников (карово-долинным и каровым). Однако этого нельзя сказать о каждом конкретном леднике. В частности, не имеет морены середины XIX века крупнейший в Биш-Иирду ледник Большой Маашейский и целый ряд мелких ледников, например, ледник Водопадный в бассейне Актру и др.

Что касается выделения отдельно морен 1820 и 1850-х годов в ледниковых долинах горного узла Биш-Иирду, то в каждом случае вопрос решается по-разному. В некоторых долинах обе морены представлены четко и разделяются более или менее обширными ровными межморенными площадками (Корумду). В других долинах (Лев. Маашей, Актру, Ештык-коль восточный) эти морены соприкасаются друг с другом, а граница между ними выражена или некоторым понижением в рельефе или еще дополнительно и разным гипсометрическим уровнем вершин морен. Третий случай представляют долины, в которых морены 1850-х годов надвинуты на морены 1820-х годов, частично их перекрывая (Ян-Карасу, Прав. Маашей, лев. притоки р. Маашей и др.). Особое место занимают ледники (и таких, кстати, большинство), у которых не представляется возможным разделить последний крупный моренный комплекс, хотя морфологические особенности его не вызывают сомнения о принадлежности к середине XIX в.

Повсеместное распространение в Биш-Иирду морен середины XIX в. является несомненным. Но выделение осцилляций 1820 и 1850-х годов возможно только у ограниченного числа ледников. В большинстве долин последний максимум оледенения зафиксирован одним конечноморенным валом.

Таковы сведения об отдельных районах Алтая.

Обобщенные для оледенения Алтая сведения о начале современной регрессивной фазы представлены в монографии М. В. Тронова «Очерки оледенения Алтая» (1949), основанной на материалах его многолетних исследований. Им полностью разделяется мнение других исследователей Алтая, что началом современной регрессивной фазы оледенения на Алтае является середина XIX в. «Отступление ледников развивается как процесс, общий для всего Алтая, с половины прошлого столетия. Не известно ни одного ледника, конец которого в настоящее время подходил бы вплотную к моренам половины прошлого века» (М. В. Тронов, 1949, стр. 339).

Этот вывод сделан на основе исследования морфологических особенностей и положения конечноморенных образований, которым дана следующая общая характеристика (там же, стр. 338): «...морены

1820—1850 гг., ...почти не задернованные или чуть начинающие зарастать, нередко окаймляют на некотором расстоянии ледниковые языки высокими валами, а ближе к ледникам располагаются пространства, почти лишенные растительности, в той или иной степени загроможденные моренным или флювиогляциальным материалом. Но больших моренных валов ближе к ледникам не встречается и, таким образом, этот первый вал обычно выделяется очень хорошо. Выделяется он и с другой, внешней стороны, если даже и упирается в морену фернау, так как последняя отличается большей задернованностью, появлением деревьев до 200-летнего возраста, покрытием камней лишайником, выветриванием их поверхности, характером моренного материала».

Таким образом, все приведенные материалы со всей определенностью свидетельствуют о том, что последним переломным моментом в состоянии оледенения на Алтае, последним отправным моментом его современной регрессивной фазы является середина XIX столетия, отмеченная повсеместным распространением крупных кончюморенных образований, возраст которых датируется достаточно надежно.

С середины XIX столетия оледенение Алтая находится в состоянии непрерывного сокращения. «Никакого последующего большого нарушения процесса отступления, которое по своим проявлениям могло бы сравниться со стадиями 1820—1850 гг., безусловно, не было» (10, стр. 340). Более того, за весь период со середины XIX столетия по настоящее время на Алтае не известно ни одного случая наступания хотя бы отдельных ледников. Процесс отступления ледников и сейчас является для Алтая общим.

Темпы отступления Алтайских ледников сравнительно невелики, за редким исключением (ледники Софийский и Талдуринский в Южно-Чуйском хребте, Берельский и Менсу в Катунском хребте, Алахинский в Южно-Алтайском хребте). В. В. Сапожниковым положено начало фиксации окончаний ледниковых языков, позднее продолженное М. В. Троновым. Последним были выполнены первые измерения удаления ряда ледников от конечных морен середины XIX века. Приходится сожалеть, что во многих случаях эти измерения остались не повторенными, и мы не знаем, на какое расстояние отступили ледники с момента их первой маркировки, т. е. не знаем, насколько они отступили с начала исследования оледенения Алтая. Имеющиеся сведения об отступании ледников Южно-Чуйского и Катунского хребтов сведены в табл. 2.

Режим отступления ледников горного узла Биш-Иирду изучен лучше. В 1961—1962 гг. нами выполнены измерения удаленности ледников от конечных морен середины прошлого столетия, замерено отступление от отметок, сделанных М. В. Троновым в 1930-х годах, и за десятилетие 1952—1962 гг. Результаты их представлены в табл. 3.

Исследования оледенения Биш-Иирду показали, что между моренами середины XIX в. и концами некоторых ледников встречаются от одной до трех более молодых морен в виде валиков до 3—5 м высотой. Примерный возраст и распределение этих морен показаны в табл. 4.

В двух случаях — у ледника М. Актру и у ледника Б. Маашей возраст морен установлен на основании «непосредственных наблюдений за концами» (10, стр. 339), в остальных же установлен в результате анализа темпов отступления ледников в различные зафиксированные интервалы времени [9].

Может показаться, что наличие морен XX в. противоречит ранее высказанному утверждению о непрерывности процесса отступления ледников Алтая без проявлений хотя бы кратковременных наступаний. По этому поводу следует заметить, что «на Алтае среди конечно-морен-

Таблица 2

Данные об отступании некоторых ледников Катунского и Южно-Чуйского хребтов

Ледник	Экспозиция	Длина, км	Площадь, км ²	Период (годы)	Величина отступления, м	
					общая	за год
Катунский хребет						
Катунский	ЮЮЗ	8	11	1897—1911	243	17,1
				1911—1926	202	13,5
				1926—1931	57	11,4
				1931—1933	27	13,5
				1933—1935	30	15,0
			1935—1937	42	21,0	
Берельский	Ю	6	14	1917—1933	360	22,0
Менсу	СВ	11	13,5	1911—1929	340	19,0
Аккемский	ССВ	7	8	1897—1932	350	10,0
Южно-Чуйский хребет						
Талдуринский	СВ	8	20	1939—1949	185	18,5
				1949—1952	45	15,0
Софийский	СВ	7,5	8	1898—1939	1160	27,0

Таблица 3

Темпы отступления некоторых ледников
Биш-Иирду по отдельным периодам

Ледник	Период (годы)	Величина отступления, м	
		общая	за год
Д ж е л о	1850-е — 1936	745	8,6
	1936 — 1952	108	6,7
	1952 — 1962	64	6,4
Лев. Карагемский	1850-е — 1938	375	4,2
	1938 — 1954	75	4,9
	1954 — 1962	140	17,5
Прав. Карагемский	1850-е — 1952	570	8,7
	1952 — 1962	80	8,0
Б. Абыл-Оюкский	1850-е — 1954	545	5,5
	1954 — 1962	68	8,5
Малый Актру	1850-е — 1911	290	4,8
	1911 — 1952	149	3,6
	1952 — 1962	74	7,4
Корумду	1850-е — 1926	240	2,9
	1926 — 1952	87	5,4
	1952 — 1962	78	7,8
Большой Маашейский	1924 — 1952	159	5,7
	1952 — 1962	85	8,5

ных валов выделяются две морфолого-генетические формы: валы напора и насыпные валы» [6, стр. 39]. Первые, т. е. морены напора, связываются с прогрессивным развитием ледников, с наступаниями, вторые, т. е. морены насыпные, есть результат замедления темпов отступления или, в крайнем случае, кратковременной остановки ледника. Эти морены различаются не только по генезису, но и по своему строению, по составу слагающего их материала. Конечноморенные образования XX в. представляют собою морены насыпания и не могут служить свидетелем нарушения процесса отступления ледников.

Таблица 4

Схема соотношения конечных морен XIX—XX вв.
у ледников горного узла Биш-Ирду

Возраст морен (осцилляций)	Номера морен от ледника											
	Мал. Актру	Б. Актру	Ян-Карасу	Корумду	Б. Маашей	Лев. Маашей	Б. Абыл-Оюк	Ср. Абыл-Оюк	Университетский	Лев. Карагем	Прав. Карагем	Дже-ло
Конец 1940-х гг.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	I	—	—
Середина 1940-х гг.	—	—	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—
Начало 1940-х гг.	—	—	—	—	—	—	I	—	—	—	—	I
Начало 1930-х гг.	—	—	—	I*	—	—	—	—	—	—	—	—
Конец 1920-х гг.	—	—	—	—	II	—	—	—	—	II?	—	—
1909—1914 гг.	I	—	—	I**	—	—	II	—	I	III?	—	—
Середина XIX в.	II*	I*	I*	II	—	I*	III	I	II	IV	I	II

Примечание: *—внутренний вал
**—внешний вал

Следует сделать некоторые замечания о ледниках, не оставивших стадияльных морен в середине прошлого столетия. Из числа долинных ледников примером может служить Б. Маашейский ледник (горный узел Биш-Ирду). Насколько дальше, чем теперь, спускался по долине этот ледник в середине XIX в., остается не выясненным. В 600 м от ледника располагается морена, в значительной степени размытая и заросшая уже древесной растительностью. Возраст деревьев до 100 лет. Ближе к леднику еще на 100—150 м продвигается молодая поросль ивняка, которая кончается резкой границей. Остальное пространство перед ледником свободно от кустарниково-древесной растительности. Сплошная задернованность и залесенность морены не дают права отнести ее возраст к середине XIX в. Совершенно ясно, что она сформировалась в более ранний период. Б. Маашейский ледник открыт Б. и М. Троновыми в 1924 году. Наблюдения за его изменениями с этого времени свидетельствуют о его непрерывном отступании довольно устойчивыми темпами около 7 м в год.

Весьма характерны случаи отсутствия стадияльных морен у так называемых плосковершинных ледников. Примерами могут служить ледники горного узла Биш-Ирду на водоразделе Актру — Тете-Дже-ло (вершина Купол) и на водоразделе Маашей — Ештык-коль. Наблюдения за этими ледниками начались совсем недавно, но уже имеются сведения о их сокращении. Так, например, ледник Водопадный (вершина Купол) с 1956 года ежегодно отступает приблизительно на 2 м.

Отсутствие конечных морен напора (стадиальных) у ледников плоских вершин Тянь-Шаня объясняется, по мнению Г. А. Авсюка [1], их непрерывным и медленным отступанием, необратимым процессом деградации.

Процесс сокращения площади оледенения сопровождается уменьшением массы ледников. Уменьшение массы происходит не только за счет отступления ледников, но и в результате уменьшения их мощности в зоне абляции. На уменьшение мощности ледниковых языков указывают и непосредственные повторные нивелировки и некоторые косвенные признаки, как, например, увеличение относительного превышения валов срединных, боковых и береговых морен над уровнем ледниковой поверхности. Явных признаков деградации фирновых полей не отмечается, хотя этот вывод может быть связан и с недостаточностью соответствующих исследований.

В характере отступления ледников имеется вполне определенная тенденция более быстрого сокращения участков незасоренного или слабо засоренного льда по сравнению с участками, закрытыми плащом моренного материала. В результате этого, в настоящее время немного выше по долине оказываются чистые части ледниковых языков. На концевых участках ледников, закрытых моренами, имеет место образование «мертвого» льда в результате развития термокарстовых процессов и отрыва льда.

Преимущественной формой концов ледниковых языков является пологий срез льда. Исключение составляют некоторые единичные ледники. Среди них наиболее крутой и высокий лоб имеет Б. Маашейский ледник. Однако эти «нарушения» общности формы концов ледниковых языков не есть следствие нарушения общности процесса сокращения. Как отмечалось выше, ледник Б. Маашей находится в состоянии отступления.

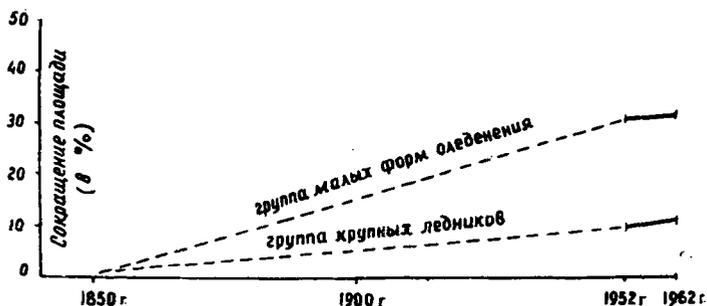


Рис. 2. Темпы сокращения различных ледников на Алтае

Относительное сокращение площади разнотипных ледников за время современной регрессивной фазы весьма изменчиво, что объясняется различиями высотного залегания ледников, различной исходной площадью их и различным режимом массообмена.

Многочисленные данные о сокращении разнотипных ледников позволяют отметить, что относительное сокращение площади малых форм оледенения (некоторые карово-долинные, каровые и карово-висячие леднички) в три раза больше, чем у ледников долинного типа и близких к ним карово-долинных ледников (рис. 2). За период современной регрессивной фазы известны даже случаи полного исчезновения ряда небольших ледничков [9]. Вместе с тем, отдельные высоколежащие висячие и карово-висячие леднички на протяжении всей истории ледни-

ковых исследований Алтая устойчиво сохраняются в неизменных размерах (пример — ледник на северном склоне вершины Передовой в горном узле Биш-Иирду).

Различаются и темпы сокращения этих двух групп ледников по отдельным периодам. Как видно из рис. 2, в группе долинных ледников намечается увеличение темпов в последнем десятилетии (1952—1962 гг.) по сравнению со средними темпами за весь предыдущий период современной регрессивной фазы; в группе малых форм оледенения наблюдается противоположная картина. Аналогичные выводы сделаны Л. Г. Бондаревым [2] в отношении оледенения массива Ак-Шийрак (Центральный Тянь-Шань).

Таким образом, все имеющиеся на данное время материалы о состоянии оледенения на Алтае свидетельствуют о повсеместном отступании ледников, начавшемся с середины прошлого столетия. Процесс отступания носит общий характер, т. е. в состоянии сокращения находятся как крупнейшие на территории Советского Алтая ледники долинного типа, так и ледники более низкого порядка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Г. А. Ледники плоских вершин. Работы Тянь-Шаньской физико-географич. станции, в. I. Труды института географии, 1950.
2. Бондарев Л. Г. Эволюция некоторых ледников Тянь-Шаня за последнюю четверть века. Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, в. I, М., 1961.
3. Донченко Е. Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время. В сб. Гляциология Алтая, в. II, Томск, 1962.
4. Ивановский Л. Н. Последнее оледенение Алтая. Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. III, Москва, 1961.
5. Ивановский Л. Н. Некоторые вопросы динамики ледников на Алтае. Известия ВГО, т. 93, 1961.
6. Ивановский Л. Н. О морфологии конечно-моренных образований Алтая. В сб. Гляциология Алтая, вып. II, Томск, 1962.
7. Ивановский Л. Н. О возрасте морен северного склона Биш-Иирду на Алтае. Труды ТГУ, т. 147, серия географическая, 1957.
8. Мягков И. М. Морены ледников Белухи. Вести. Зап. Сиб. геол. управления, в. 1—2, 1936.
9. Окишев П. А. Численные характеристики отступания ледников Биш-Иирду. В сб. Гляциология Алтая, в. IV, Томск, 1964.
10. Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. Географгиз, 1949.
11. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. Записки Географического общества Союза ССР, т. 16, Москва — Ленинград, 1957.

О ТЕМПЕРАТУРЕ РЕЧНЫХ ВОД В ГОРАХ АЛТАЯ

Б. В. ФАЩЕВСКИЙ

Изучение и знание термического режима рек необходимы при различного рода гидрологических расчетах, а именно: при расчетах испарения с водной поверхности, подсчетах теплового стока, при определении агрессивности вод, образовании ледовых явлений. По температуре воды в известной мере можно судить об условиях обитания и численности растительного и животного мира водных объектов. Кроме того, как отмечает А. Н. Костяков [2], в случае применения для орошения очень холодной воды, что на рассматриваемой территории может иметь место на реках со значительной долей ледникового питания, сильное охлаждение почвы может оказаться вредным для некоторых культур.

Обобщение материалов Гидрометеослужбы о температуре воды на реках Алтая впервые было выполнено в 1951 г. Е. М. Соколовой [4] в сводной работе «Термический режим рек СССР» по 15 пунктам.

Накопившиеся за последние годы материалы позволяют дать несколько более подробную характеристику температурного режима речных вод Алтая. В работе рассматриваются данные утренних наблюдений за температурой воды за период с 1936—57 гг., а также полевые и некоторые другие данные за последние годы — всего по 39 пунктам. Короткие ряды наблюдений (<5 лет) по некоторым пунктам приводились графическим способом к многолетнему периоду. А при ряде >5 лет средние величины принимались как средние многолетние.

В табл. 1 приводится распределение пунктов наблюдений за температурой воды по высотным зонам.

Как видно из табл. 1, распределение пунктов наблюдений по высотным зонам очень неравномерно. Если зона до высоты 1000 м освещена более или менее достаточным числом пунктов, то на высотах свыше 1001 м их всего 6.

Так как наименее изменчивыми и соответственно наиболее точными являются данные за период с мая по сентябрь (и на некоторых реках по октябрь), то анализу и обобщению в основном подвергались данные за эти месяцы. В переходные периоды от зимнего режима реки к летнему и наоборот наблюдается исключительная неустойчивость термического режима рек, что в значительной степени обусловлено неустойчивостью погодных условий и других явлений (температура воздуха, осадки — жидкие и твердые, шуга, сало и т. п.).

Поэтому использование для обобщения имеющихся данных по некоторым постам за этот период представляется нецелесообразным, так как могло бы только привести к грубым ошибкам и неверным выводам.

По-видимому, для определения надежных температурных данных в эти переходные периоды необходимы широкие экспериментальные наблюдения с охватом всех характерных гидрологических и высотных зон.

Основным фактором, обуславливающим температуру речной воды, является приход тепла от солнечной радиации и тесно связанной с ней температурой воздуха.

На рис. 1 приведены зависимости среднемесячных многолетних значений температуры воды от температуры воздуха. При этом на

Таблица 1

Высота	До 200	201—500	501—1000	1001—2000	св.-2001
Число пунктов	6	12	15	3	3

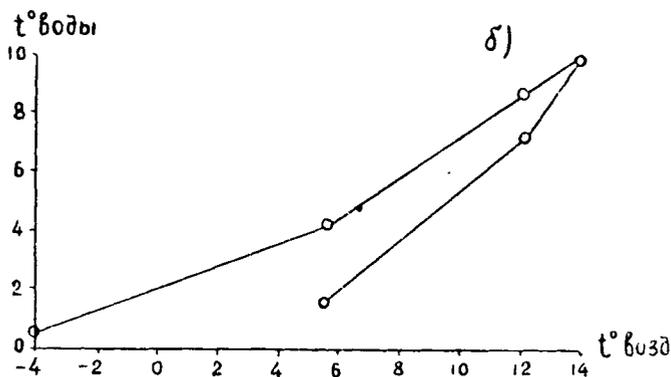
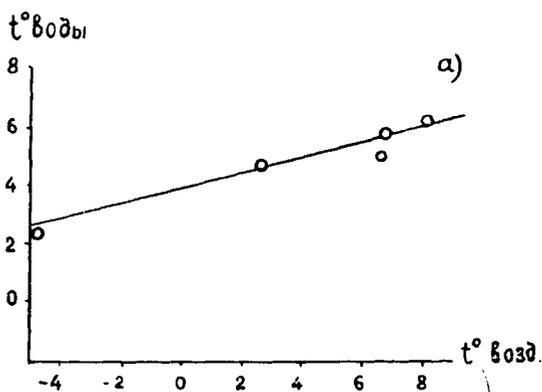


Рис. 1. Зависимость среднемесячных температур воды от среднемесячных температур воздуха.

а) р. Ак-Кем — гмс Ак-Кем; б) р. Чуя. с. Кош-Агач.

р. Ак-Кем гмс Ак-Кем связь оказалась очень тесной ($r=0,92$); на р. Чуе у с. Кош-Агач зависимость приобретает сложный характер. Это связано с тем, что если температура воды является интегральным показателем всего бассейна в данном пункте, то температура воздуха в с. Кош-Агач характеризует только некоторую часть бассейна, т. е. не является

суммирующим показателем. На р. Ак-Кем при небольшой площади водосбора ($F=72 \text{ км}^2$) как температура воды, так и в значительной степени температура воздуха являются интегральными характеристиками. По мере дальнейшего уменьшения высоты и увеличения площади водосборов контрасты между температурой воды и температурой воздуха возрастают. Значительное влияние на зависимость $t_{\text{воды}} = f(t_{\text{возд.}})$ оказывают также выходы грунтовых вод, приточность и водность самой реки.

На малых реках низкогорной зоны зависимость среднемесячных температур воды от температуры воздуха принимает линейный характер и характеризуется значительной теснотой связи (коэф. корреляции $r=0,92-0,95$).

Хорошие связи между температурой воды и воздуха имеют, безусловно, локальный характер, так как характеризуют определенные местные условия бассейна до данного пункта наблюдений. Учитывая тот факт, что температура воздуха закономерно изменяется с высотой местности, были построены графики зависимости среднемесячных температур воды от высоты места, при этом принималось во внимание влияние тех или иных типов питания (рис. 2 и 3).

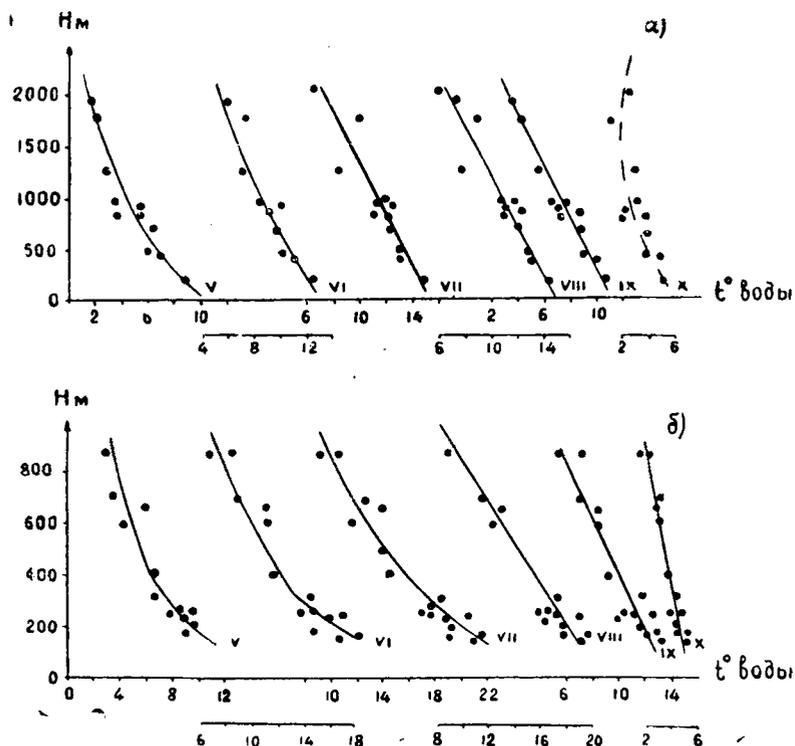


Рис. 2. Зависимость среднемесячных температур воды от высоты места.

а) реки с преобладанием ледникового, снего-ледникового и снегового (высокогорные) стока;

б) реки с преобладанием снего-дождевого и снегового (низкогорные) стока.

На рис. 2 под литерой «а» показан график зависимости среднемесячных температур воды от высоты места для рек с преобладанием ледникового, снего-ледникового и снегового (высокогорные) стока.

Территориально сюда входят р. Чулышман без Башкауса и река Катунь с притоками, за исключением рр. Семы, Маймы и Ишы.

Анализируя график, можно видеть, что температура воды закономерно увеличивается с уменьшением высоты. Из-за недостатка данных зависимость $t_{\text{водн}} = f(H \text{ абс. м})$ для октября показана пунктиром.

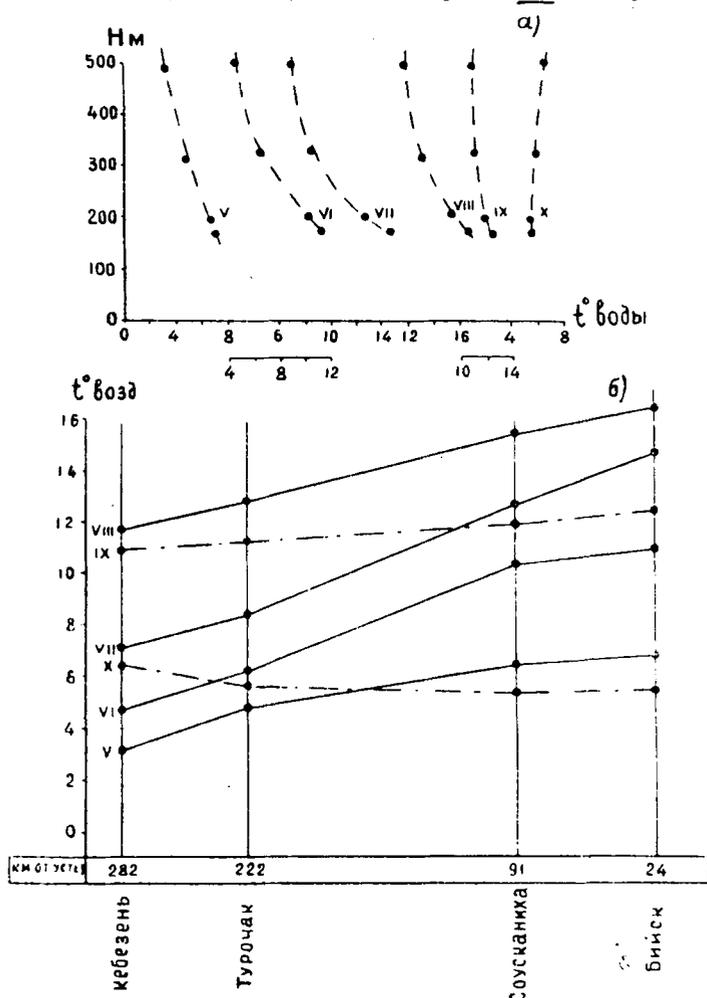


Рис. 3. Зависимость распределения среднеемсячных температур воды р. Бии: а) по высоте, б) по длине реки.

Под литерой «б» обозначена зависимость $t_{\text{водн}} = f(H \text{ абс. м})$ для рек с преобладанием снего-дождевого и снегового питания. Территориально сюда относятся реки: Сема, Майма, Иша, Чарыш, Ануй, Песчаная и притоки р. Бии.

Ход температуры воды также характеризуется тесной зависимостью с высотой и уменьшением температуры по мере возрастания высот. В октябре месяце наблюдается значительное выравнивание термического режима по всем высотным зонам.

На рис. 3 под литерой «а» показана зависимость $t_{\text{водн}} = f(H \text{ абс. м})$ и под литерой «б» — распределение средних месячных температур воды по длине реки Бии. Выделение реки Бии в особую термическую зону связано со значительным влиянием Телецкого озера на температурный

режим реки, что обуславливает так называемый озерный тип термического режима.

Построение 2-х зависимостей $t_{\text{воды}} = f(H \text{ абс. м})$ и $t_{\text{воды}} = f(L \text{ км})$ связано с тем, что пользование одним каким-либо графиком для определения температуры воды в неизученном пункте может привести в некоторых случаях к грубым ошибкам. Анализ приведенных зависимостей показывает, что с мая по сентябрь наблюдается увеличение температуры воды с уменьшением высоты и по длине реки по мере удаления от истока.

В октябре наблюдается обратная картина, т. е. в верхней части реки температура воды оказывается выше, чем в нижней, что объясняется подтоком теплых вод из Телецкого озера. Неравномерность хода температуры воды во времени (по месяцам) может быть охарактеризована отношением средней месячной максимальной температуры воды к минимальной. Наибольшей неравномерностью характеризуются реки высокогорной зоны, где величина этого отношения колеблется в пределах 4—6, затем по мере снижения высот неравномерность уменьшается и наименьших значений (1—2) достигает на низких уровнях ($H=100-200$ м).

Интересно отметить, что неравномерность термического режима на р. Бие также уменьшается с уменьшением высоты места, что казалось бы должно было быть, наоборот, на озерной реке. Объясняется этот факт сглаживающим влиянием притоков р. Бии, впадающих слева и справа. Наивысшие средние месячные температуры воды почти на всех реках Горного Алтая (за исключением р. Бии) наблюдаются в июле. В июле же наблюдается максимум температуры воздуха по всем станциям Горного Алтая.

Максимальные суточные значения температуры воды также наблюдаются в основном в июле месяце, со сдвижкой по времени наступления суточных максимумов в зависимости от высоты места, т. е. чем больше высота, тем позднее наступает максимум (в течение июля).

На р. Бие максимальные среднемесячные и суточные значения температуры воды прослеживаются в августе, несмотря на то, что максимум температуры воздуха наблюдается в июле. Этот сдвиг наступления максимума температуры воды относительно температуры воздуха связан с трансформацией температуры воды Телецким озером.

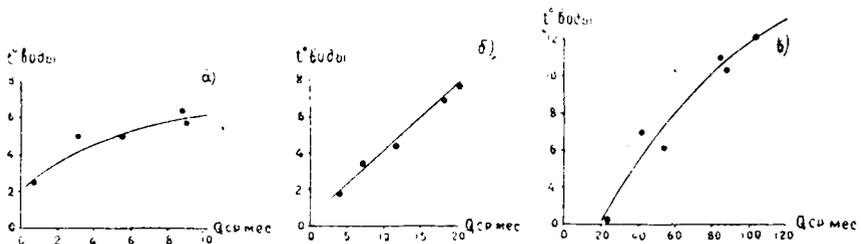


Рис. 4. Зависимость среднемесячных температур воды от среднемесячных величин расходов воды.

а) р. Ак-Кем—гмс Ак Кем; б) р. Чаган с Кызыл-Маны; в) р. Чуя.
с. Белый Бом.

На рис. 4 приведены графики зависимости среднемесячных многолетних значений температуры воды от среднемесячных многолетних величин расходов воды. Для рек ледникового и снеглодникового питания (Ак-Кем, Чаган, Чуя) зависимости оказались довольно тесными. Характерно, что чем меньшую долю в питании рек играет ледниковый

сток, тем наблюдается меньшая теснота связи $t_{\text{воды}} = f(Q)$. Хорошие зависимости $t_{\text{воды}} = f(Q)$ для рек ледникового питания обусловлены тем, что по мере повышения температуры воды и, как уже было отмечено, по мере соответственного повышения температуры воздуха расходы воды возрастают, и по мере падения температуры воды расходы уменьшаются. При этом важное значение имеет протяженность бассейна, т. е. при меньшей протяженности ход стока будет лучше соответствовать ходу температуры воды.

На реках же снегового и снего-дождевого питания зависимости $t_{\text{воды}} = f(Q)$ приобретают сложный характер, так как вначале ход стока совпадает с ходом температуры воды, а затем после схода весеннего половодья расходы воды падают, а температура воды растет.

Зависимости $t_{\text{воды}} = f(Q)$ для рек ледникового и снего-ледникового питания также носят характер локальных.

Суточный ход температуры воды изменяется в основном синхронно с ходом температуры воздуха, но колебания температуры воды при этом носят более плавный характер, что хорошо прослеживается на совмещенных графиках изменения температуры воды и температуры воздуха за 26, 27/VII — 1957 г. на р. Актру (рис. 5).

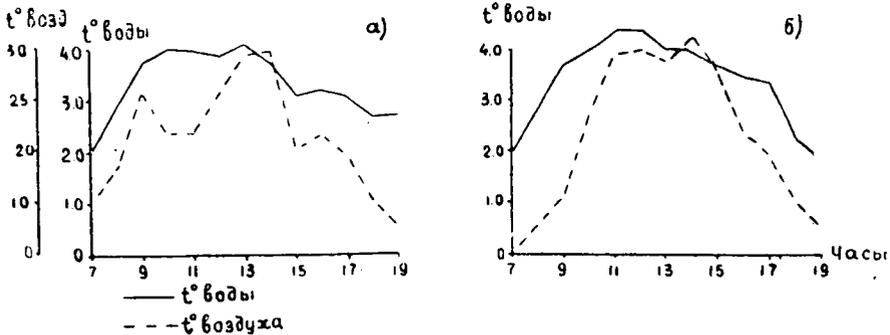


Рис. 5. Совмещенные графики суточного хода температуры воды и температуры воздуха на р. Актру — Альплагерь.
а) за 26/VII-57 г.; б) за 27/VII-57 г.

В табл. 2 приводятся величины относительных колебаний температуры воды в течение суток за 1 августа 1963 г. по некоторым рекам рассматриваемой территории.

Таблица 2

Река—Пункт	Часы суток					
	4	8	12	16	20	24
Ак-Кем ГМС Ак-Кем	15,0	15,8	20,4	16,9	16,5	15,4
Неня с. Ненинка	16,0	16,0	16,6	17,5	17,4	16,5
Чарыш с. Усть-Кумир	16,1	15,6	15,8	17,6	17,9	17,0
Бня—Бийск	16,9	16,8	16,8	16,7	16,8	16,0

Анализ таблицы показывает, что наибольшей амплитудой колебания температуры воды внутри суток характеризуются реки высокогорной зоны (Ак-Кем), меньше — реки средне- и низкогорной зоны (Чарыш, с. Усть-Кумир, Неня с. Ненинка) и наименьшей — река Бня.

Проведенные за последние годы ЗС УГМС многосрочные наблюдения за температурой воды на реках Горного Алтая показывают, что среднее значение температуры воды за сроки 8 и 20 часов на реках высокогорной и среднегорной зоны не является среднесуточным и отклонения находятся в пределах $0,2-1,2$, а средневзвешенное значение равно $0,5$. На реках же низкогорной зоны среднее значение за два срока наблюдений (8 и 20 часов) является среднесуточным.

Определенный интерес представляет знание разности утренней и так называемой среднесуточной (8 и 20 час.) температуры воды по среднемесячным значениям. Так, для р. Бии в пунктах Кебезень и Турочак эта разница составляет в среднем $0,5$, у Бийска — уже $1,0$, на реке Лебедь у с. Усть-Лебедь — $1,5$; на р. Кокса с. Усть-Кокса — $1,0$ и т. д.

В среднем для всех рек Горного Алтая эта разность составляет примерно 1° .

Проведенные автором полевые наблюдения в июле 1962 г. за распределением температуры по живому сечению реки Актру при ширине реки в 9 м и средней глубине $0,5$ м показали, что никакой разницы в температуре воды по ширине и глубине реки не наблюдается. Как указывает А. И. Чеботарев [6], «В большинстве случаев только высокочувствительными термометрами можно обнаружить некоторую неоднородность температуры воды в разных точках живого сечения».

Таким образом, можно предположить, что и на других реках (за исключением малых рек низкогорной зоны) Алтая, при значительной их турбулентности, обусловленной большими величинами уклонов и шероховатости русла, и соответственно характеризующихся сильным перемешиванием водных масс, береговые наблюдения довольно хорошо характеризуют температуру всего потока.

В заключение необходимо указать, что изложенные в работе выводы и зависимости могут быть рекомендованы для практических расчетов, в особенности, графики зависимости среднемесячной температуры воды от высоты места.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кисин И. М., Тертеров А. А. Особенности термического режима рек Дагестанской АССР. Изв. АН Азерб. ССР, серия геолого-географическая, № 1, 1959.
2. Костяков А. Н. Основы мелиораций, М, 1960.
3. Панов Б. П. Зимний режим рек СССР, Л., 1960.
4. Соколова Е. М. Термический режим рек СССР. Труды ГГИ, вып. 30 (84), 1951.
5. Хмаладзе Г. Н. Термический режим речных вод Закавказья. Труды Тбилисского НИГМИ, вып. 5, 1959.
6. Чеботарев А. И. Общая Гидрология, Л., 1960.
7. Шульц В. Л. Реки Средней Азии, ч. I, Л., 1963.

ПРИНЦИП ЕДИНСТВА БИОТОПА И БИОЦЕНОЗА

Б. Г. ИОГАНЗЕН

В современной биологии и географии большое значение имеет понятие биоценоза. Для экологии (биологическая наука) и биогеографии (географическая наука) оно является одним из основоположных. Через изучение биоценозов экология близко соприкасается с биогеографией, биология — с географией.

К сожалению, среди части фитогеографов и биогеографов распространены некоторые ошибочные концепции в области биоценологии, которые препятствуют плодотворной разработке этого раздела науки, рассматривающего высшие уровни биологической формы движения материи. Нет сомнения, что решающее слово в этой области принадлежит экологии — общебиологической науке о закономерностях взаимоотношений организмов и среды, изучающей развитие приспособлений у животных и растений, их продуктивность, динамику численности популяций и биоценозов.

Биогеографы склонны подменять понятие биоценоза более узкими и спорными понятиями «фитоценоза», «биогеоценоза» и другими. А. Г. Воронов (1963) в новейшем курсе биогеографии придерживается устаревших и ошибочных представлений, будто лес, болото и луг представляют собой лишь «совокупность сочетаний растений», т. е. типа растительности (стр. 8). Путая понятия биотопа и биоценоза, этот автор говорит об «обитателях биоценоза» (стр. 173, 181) и т. п. Очевидно, что член или обитатель биоценоза — вещи разные.

В области биоценологии, рассматривающей закономерности взаимоотношений и совместной жизни бактерий, растений и животных, необходимо исходить из положений общей экологии, свободной от некоторых односторонностей, присущих экологии животных, экологии растений и фитоценологии.

В настоящей статье мы хотим обратить внимание географов, биогеографов и биологов на некоторые ошибочные концепции современной биоценологии, дать их критику и наметить пути решения спорных вопросов, исходя из позиции общей экологии.

Экология, как и ряд других биологических наук, прошла аналитическую фазу своего развития и находится теперь в фазе синтеза: создается общая экология, ставящая своей целью выработку общебиологических понятий, выявление общих для всей живой природы законов и закономерностей. Препятствием к решению исторически назревшей задачи являются попытки оторвать экологию растений от экологии животных, в которые вкладывается разное содержание, а также обособить экологию от биоценологии.

Каждая наука имеет свои основные понятия и термины. Для экологии одними из основных понятий являются «биотоп» и «биоценоз». Можно было бы привести много расходящихся в деталях определений биотопа и биоценоза, которые предлагались учеными, исходя из их объектов исследования и общих представлений, но не в этом сейчас дело. Все биологи сходятся на том, что понятие биотоп относится к среде, а биоценоз — к группировке организмов. Обычно биотопом называют местообитание биоценоза, а биоценозом — население биотопа, и это в общем правильно.

Однако практически в природе соответствующие явления разграничить не так просто, как в теории. Осложняет дело то обстоятельство, что в биотоп входят не только абиотические условия, но и сами организмы, а в биоценозе изменяются условия жизни, в том числе абиотические.

В результате этого создается такое положение, что в теоретической литературе по вопросам экологии уточняются понятия и разрабатываются принципы наиболее рациональных классификаций биотопов и биоценозов, а в исследовательских работах гидробиологов, ботаников и зоологов соответствующие вопросы трактуются самым различным образом.

Исследователи наземной растительной и животной жизни давно уже настолько изолировались в своей специализации, что к некоторым экологическим явлениям подходят с диаметрально противоположных позиций. То, что ботаник считает биоценозом (называя фитоценозом), зоолог принимает лишь за биотоп. Например, в книге «Растительные богатства Новосибирской области» (1961) к растительности отнесены «леса», «материковые луга», «луга в поймах рек», «болота» и пр. У ботаников, особенно геоботаников, не вызывает сомнений, что болото, луг, лес представляют собой биоценозы (называемые фитоценозами, или типами растительности). Исследователи как бы не задумываются, что, например, болота с гидрологической точки зрения можно считать определенным типом водоема, и что вообще существует принципиальная разница между лесной растительностью и лесом, луговой растительностью и лугом, болотной растительностью и болотом. В то же время С. У. Строганов (1959) к биотопам оленя относит тугайные заросли, солончаки, плато и возделываемые земли, а Ю. П. Коршунов (1959) в качестве биотопов чешуекрылых называет луга и заболоченные участки, сосновые боры и березовые колки.

Различны взгляды на биотопы и биоценозы не только у ботаников и зоологов, но и среди последних. Например, А. А. Максимов (1959) признает тундру биоценозом, а А. И. Черепанов (1957) — биотопом.

Не лучше обстоит дело с разграничением биотопов и биоценозов также в гидробиологии. Казалось бы, что гидробиологи, которым часто приходится совмещать работу зоолога и ботаника при сборе и обработке материала, должны придерживаться более четких представлений в этом вопросе. Тем более, что само понятие биоценоза впервые появилось в гидробиологии и было введено в науку в 1877 г. К. Мёбиусом для обозначения комплекса организмов устричных банок Северного моря. Однако на деле и здесь имеет место смешение понятий. Так, С. В. Герд (1949) в озерах Карелии выделяет 25 основных биотопов дна, среди них скалы, галечник, песок, глину, заросли хвоща, камыша, тростника, рдестов и т. д. В. И. Жадин (1950) предлагает разделять бентос пресных вод на следующие группы биоценозов: биоценозы каменистого грунта (литофильные), биоценозы песчаного грунта (псаммофильные), биоценозы илистого дна (пелофильные), биоценозы вод-

ных растений (фитофильные) и т. п. В результате полностью стираются различия в принципах выделения биотопов и биоценозов.

Этот перечень можно продлить любым количеством подобных примеров.

Очевидно, что путаница в выделении биотопов и биоценозов, имеющая место в ботанике, зоологии и гидробиологии, не случайна. И дело не только в их обозначении, не в названиях, как некоторым может показаться, а в самом существовании соответствующих явлений.

Назрело время упорядочить этот вопрос.

Различные части географических ландшафтов — лес, луг, болото, озеро или его подводные заросли и т. п. природные образования, если говорить о их биологическом аспекте, одновременно являются и биотопами и биоценозами. Обозначение же их тем или иным термином зависит от точки зрения исследователя, его подхода к изучаемому явлению. Если на луг или лес взглянуть с точки зрения характеристики условий жизни — абиотических и биотических, то перед нами биотопы, которым свойственны соответствующие специфические биоценозы. Если же посмотреть на луг или лес с точки зрения состава их растительного и животного населения со всеми его связями и взаимоотношениями, то тогда перед нами предстанут характерные биоценозы, нуждающиеся в дальнейшей более дробной классификации.

В природе биотопы и биоценозы неразрывно связаны друг с другом, воедино слиты. Нельзя себе представить биотопа без соответствующего биоценоза (например, лугового или лесного «места» без организмов), как и соответствующих биоценозов без биотопов (биоценоз, оторванный от биотопа, перестает быть биоценозом).

Определенное место жизни лишь в сочетании с неселяющими его организмами представляет биотоп и биоценоз. Голая скала, лишенная организмов, или «безжизненный» песок не являются биотопами, а представляют собой лишь субстрат для формирования биотопов в случае их заселения. Также и организмы, не находящиеся в связи с биотопом, не представляют собой биоценоза, а служат лишь материалом для его образования на определенном биотопе.

Таким образом, в природе имеет место единство биотопа и биоценоза.

В истории экологии неоднократно предпринимались попытки преодолеть отрыв биоценоза от биотопа, но они оказались неудачными. Рассмотрим главные из них.

Биологи Запада нередко социологизируют биологические явления, до сих пор называя изучение растительности «фитосоциологией». Ф. Клементс и В. Шельфорд (1939) рассматривают биоценоз (биом) как организм высшего порядка, как социальный организм. Они заявляют: «Понятие биома является логическим результатом понимания растительно-животного сообщества как комплексного организма, или сверхорганизма, с характерным развитием и структурой». А. Тинеман (1925) идет еще дальше. Отправляясь от верной мысли относительно связи биоценоза и биотопа, Тинеман называет биоценоз организмом второго порядка, а совокупность биоценоза и биотопа, например, озеро — организмом третьего порядка.

Некоторые зарубежные экологи ошибочно делят среду на «мертвую» (биотоп) и «живую» (биоценоз), а затем пытаются механически их соединить. Так, К. Фридерикс (1927, 1932) говорит о биоцене (жизненном сообществе), абиоцене (среде) и их объединении — голоцене (от holos — целое, см. рис. 1).

Среди англо-американских экологов распространено представление об экосистеме, развитое А. Тенсли (1935). «Под термином экосистема экологи понимают, — пишет К. Вилли (1959), — естественную единицу, представляющую совокупность живых и неживых элементов; в результате взаимодействия этих элементов создается стабильная система, где имеет место круговорот веществ между живыми и неживыми частями» (стр. 86).

Как видим, представления об озере как «организме высшего порядка», о голоцене, экосистеме и т. п. являются попытками выразить существующее в природе неразрывное единство биотопа и биоценоза.

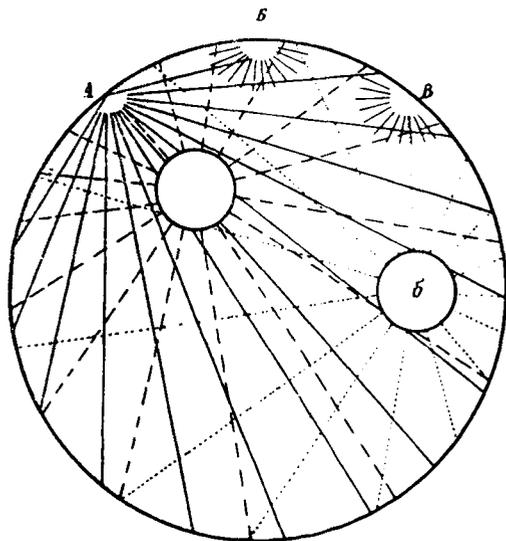


Рис. 1. Схема строения голоцена: А, Б, В... факторы среды (абиотии); а, б — виды организмов (биоцено); сплошные линии — влияния факторов, прерывные — влияния организмов (по К. Фридриксу, 1932).

Однако с позиций идеализма и механицизма решить эту задачу оказалось невозможным и потому среди советских биологов указанные понятия почти не применяются.

Представление В. Н. Сукачева о биогеоценозе (первоначально — геоценозе), которое разрабатывается им с конца тридцатых годов (Сукачев, 1955, стр. 329), также является попыткой разрешить эту проблему. В 1942 г., рассматривая идею развития в фитоценологии, В. Н. Сукачев развернул широкую аргументацию за необходимость применить к «элементарному участку земной поверхности выражение геоценоз» (стр. 7). Далее этот автор пишет: «Для того, чтобы подчеркнуть роль биоценоза в жизни этого целого комплекса, можно было бы его назвать биогеоценозом, но для краткости дальше я буду употреблять выражение геоценоз (как бы географический ценоз)» (стр. 7—8). Описание данного явления иллюстрировалось схемой, см. рис. 2.

Впоследствии В. Н. Сукачев следующим образом определил сущность этого понятия: «Биогеоценоз — растительное сообщество (фитоценоз) в месте с населяющим его животным миром (зооценозом) и соответствующим участком земной поверхности с его особыми свойствами

атмосферы (микроклимата), геологического строения, почвы и водного режима» (БСЭ, т. 5, 1950, стр. 180—181).

Приводя это определение, мы указывали (Иоганзен, 1959), что В. Н. Сукачев «оперирует лишь с поверхностью земли («гео»), игнорируя воздух, почву, воду как своеобразные среды жизни» (стр. 238). Тем самым мы выступали против универсализации понятия биогеоценоза, которое приурочено лишь к поверхности земли. В. Н. Сукачев (1960) считает ошибочными эти критические замечания (стр. 9), но сам же делает очень ценное признание: «Биогеоценозы могут быть установлены в любом участке земной поверхности, не покрытом или покрытом водой, если на нем обитают живые организмы» (стр. 5). Следовательно, речь идет все же об «участке земной поверхности», а как быть с толщей

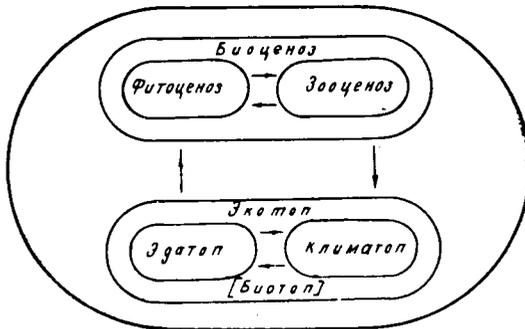


Рис. 2. Схема взаимодействия компонентов геоценоза, или биогеоценоза (по В. Н. Сукачеву, 1942).

воды, грунта или почвы, внутри которых существуют специфические биоценозы? В нашей критике понятия биогеоценоза мы подходили с позиций общей экологии, которая должна выработать единый взгляд на характеристику сообществ и их взаимоотношений с биотопами во всех средах жизни, а не только на «участке земной поверхности».

Говоря кратко, основными недостатками идеи биогеоценологии являются следующие: «неправильная трактовка отношений между организмами и внешней средой и взаимоотношений организмов друг с другом. Наиболее существенная ошибка—рассмотрение биогеоценоза ...как комплекса, слагаемого тремя комплексами низшего порядка. Под последними надо понимать: фитоценоз (растительное сообщество), зооценоз (совокупность животных организмов) и местообитание, занимаемое первыми двумя» (Толмачев, 1953, стр. 329).

В. Н. Сукачев, как видно из приведенной выше его формулировки биогеоценоза, по существу приравнивает последний к фитоценозу (или считает таковой главенствующей основой биогеоценоза) и вместо прямых взаимоотношений организмов друг с другом (растений и животных) в биоценозе считает более важными взаимоотношения между «ценозами» растений, животных и микробов, причем зооценоз согласно этой концепции лишь «населяет» фитоценоз, иными словами животные являются как бы квартирантами, но тогда их «квартира» — «фитоценоз» не может быть ценозом, а является лишь биотопом. Как видим, формулировка биогеоценоза оказывается внутренне противоречивой.

А. И. Толмачев (1953), критикуя идею биогеоценологии, подчеркивает, что, разделяя биогеоценоз на несколько компонентов, биогеоценологическая теория отвлекает внимание исследователей от изучения тех

закономерностей, которые действительно существуют в природе и находят свое выражение, в частности, в развитии многообразных биоценозов.

Критика биогеоценологии не проходит бесследно и под ее влиянием В. Н. Сукачев в своих многочисленных статьях непрерывно видоизменяет формулировки, все больше усложняет представление о биогеоценозе.

О развитии взглядов В. Н. Сукачева за последние почти два десятилетия дает представление рис. 3, на котором показана позднейшая схема «взаимодействия компонентов биогеоценоза»: овал стал кругом, четыре слагаемых компонента превратились в пять, вместо 6 односторонних стрелок теперь фигурируют 11 двухсторонних стрел, должны иллюстрировать многообразие взаимодействий слагающих биогеоценоз компонентов.

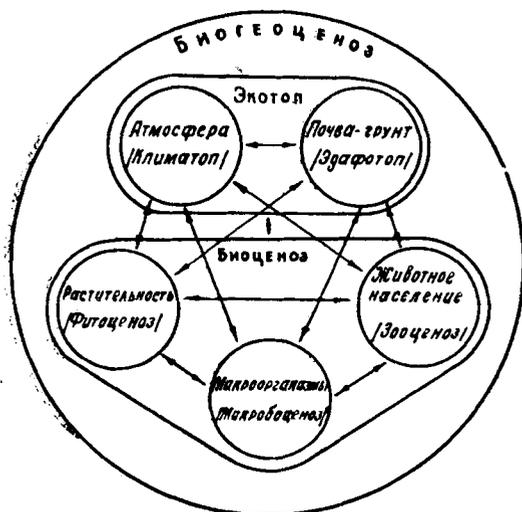


Рис. 3. Схема взаимодействия компонентов биогеоценоза (по В. Н. Сукачеву, 1958).

Но все усилия доказать наличие взаимодействия указанных компонентов тщетны. Никакими средствами нельзя убедить эколога в реальном существовании в природе в отдельности фитоценоза, зооценоза и микробиоценоза, из взаимодействия которых якобы возникает биоценоз, а также в наличии взаимодействия между самостоятельно существующими биоценозом и экотопом (биотопом). Чего нет объективно, реально в природе, то не может и взаимодействовать!

В ответ на критику А. И. Толмачева, В. Н. Сукачев (1954), вместо доказательства реальности существования указанных «компонентов биогеоценоза», просто утверждает их существование, многократно повторяя одно и то же: «Конечно, эти компоненты биогеоценоза нельзя не различать друг от друга, раз они реально существуют в природе и отличаются резко друг от друга общеизвестными признаками» (стр. 158); «Но ведь эти компоненты биогеоценоза, как я уже упомянул, реально существуют в природе, и все биогеоценозические взаимоотношения протекают между ними и между их элементами» (стр. 159) и т. д.

Е. М. Лавренко (1962), в поисках новой формулировки, утверждает: «биогеоценозы есть форма сосуществования автотрофных и гетеротрофных организмов и их твердой, жидкой и газообразной среды, в той или иной мере преобразованной организмами» (стр. 16). Если сосновый

бор и песчаная почва или рыбы и вода только «сосуществуют», то где же существуют эти организмы?

В последнее время В. Н. Сукачев все чаще пишет о «единстве» компонентов биогеоценоза. Но какое это единство! Например, поясняя термин «биогеоценоз», В. Н. Сукачев (1958) говорит, что он «...подчеркивает единство живой («био») и мертвой, косной («гео») природы» (стр. 5). Как видим, имеется полное тождество в понимании биогеоценоза, голоцена и экосистемы как «единства» живого и мертвого в смысле совокупности, механического соединения (и взаимодействия). Такое представление не имеет ничего общего с диалектическим понятием единства живого с условиями его жизни, входящими в понимание самого живого. В. Н. Сукачев (1960) и сам отмечает, что на IX Международном ботаническом конгрессе, состоявшемся в 1959 г. в Канаде и на организованном там симпозиуме по лесу термины «биогеоценоз» и «экосистема» рассматривались как синонимы (стр. 5). Однако вслед за этим В. Н. Сукачев (1964) вновь подчеркивает «разницу понятий биогеоценоз и экосистема» (стр. 22).

В. Г. Нестеров (1959) говорит о системе противоречий природы, в составе которых роль главного двигателя выполняют биоэкологические противоречия природных диатопов. «Макродиатопом является единство живой природы с косной, на основе ведущего противоречия между ними...» (Нестеров, 1962, стр. 52). Эти мысли интересны, но они еще далеки от устанавливаемого нами единства биотопа и биоценоза.

Биоценология — дочь фитоценологии, которая в свою очередь происходит от фитоценологии. Краеугольный камень всех этих трех направлений, течений ботаники — представление о фитоценозе.

Спорность представлений о фитоценозе (как и зооценозе) подчеркивается многими биологами. Напомним некоторые из них.

Д. Н. Кашкаров: «у В. Н. Сукачева указано, что биоценоз подразделяется на фитоценоз и зооценоз. Я считаю, что зооценозов не существует... (1934, стр. 21). «Животное сообщество (зооценоз) как и растительное сообщество (фитоценоз) — экологические абсурды» (1944, стр. 218).

А. И. Толмачев: «фитоценоз как совокупность растительных организмов, противостоящая зооценозу, не существует» (1953а, стр. 921).

П. С. Погребняк: «фитоценозы — группировки растений без среды» (1955, стр. 61).

К. В. и Л. В. Арнольди: «понятие зооценоз не может быть обосновано и удержано. С общей точки зрения неправомерно по существу и понятие фитоценоз, упорно выдвигаемое нашими ботаниками...» (1962, стр. 7).

У некоторых может возникнуть вопрос, что же является объектом геоботаники, если фитоценоз — химера? В природе реальные растения, их внутривидовые популяции и межвидовые группировки, реален растительный покров и его подразделения. Их и следует всесторонне изучать.

Взаимодействуют в природе не надуманные «фитоценозы» с «зооценозами», а отдельные организмы и популяции животных и растений. «Клевер, конечно, больше связан со шмелем, который его опыляет, чем с целым рядом растений, входящих в ассоциацию» (Кашкаров, 1934, стр. 21). «Ночные бабочки или шмели опыляют не фитоценоз, а некоторые определенные виды растений; муравьи разносят семена чистотела и марьянников, а не семена фитоценоза» (Раменский, 1952, стр. 187).

Речь идет не об отдельных формулировках фитоценоза, которые могут быть более или менее удачными, а о том, что в природе существу-

ет лишь биоценоз. Нет «микробиоценоза», так как микробы часто более связаны с высшими растениями и животными, нежели между собой. Нет никакого «зооценоза», о чем свидетельствуют зоологи: слишком очевидна зависимость животных от растений. Нет и «фитоценоза», так как жизнь растений в «сообществе» нередко в большей степени зависит от их взаимоотношений с животными (осуществление перекрестного оплодотворения растений, распространение их семян, поедание и вытаптывание, удобрение почвы и т. д.) и микроорганизмами, чем от взаимоотношений с растениями же. Нельзя группировки организмов по систематическому признаку (микробы, растения, животные) называть ценозами. Исследования производительности лугов и пастбищ, возобновления кедра и т. п. должны быть всегда комплексными, биоценотическими. Несомненной заслугой В. Н. Сукачева является широкая организация в последние годы комплексных биоценотических исследований.

Отсутствие до настоящего времени более правильных представлений в области биоценологии приводит к тому, что часть биологов, особенно связанных с лесным хозяйством, использует некоторые положительные стороны биогеоценологии, пытающейся как-то устранить разрыв между биотопом и биоценозом. Другие, видя недостатки понятия «биогеоценоз», предлагают от него отказаться и довольствоваться понятием «биоценоз» (Толмачев, 1953; Погребняк, 1955 и др.). Третьи начинают применять индифферентный термин «комплекс», говоря о «природных комплексах», «биологических комплексах», «фаунистических комплексах» и т. д.

Как указывалось нами выше, биологами давно ощущается наличие в природе единства биотопов и биоценозов, но исследователи не могут найти адекватную ему форму научных представлений. Идея экосистемы и биогеоценоза на определенном уровне науки как-то устраивает часть лесоводов, которые, за неимением лучшей, и разрабатывают ее. Но в других областях представление о биогеоценозах совсем не применимо, например, к характеристике жизни в пещерах, грунтовых водах, на дне океана, в батипелагиали, в почве и т. д., где «фитоценозов», т. е. основы биогеоценозов, ввиду полного отсутствия растений, нет и в помине.

Оценка экологии как общебиологической науки, а также критика ошибочных представлений о биоценозе как организме высшего порядка и других позволяет наметить объективный путь решения данной проблемы. Исходными моментами должны явиться следующие положения. Реально существующие в природе микроорганизмы, растения и животные находятся в многообразных взаимоотношениях и взаимодействиях между собой и с внешней средой как таковой. В результате разнообразных природных процессов и жизнедеятельности организмов среда непрерывно изменяется, а изменившаяся среда оказывает новое обратное воздействие на организмы, вынуждая их к новым приспособлениям и новым воздействиям.

В ходе истории развития жизни формировались свойства ее основных сред — воды, почвы, наземно-воздушной среды и организма (для паразитов). Организмы и их среда, биоценозы и их биотопы неразрывно связаны, образуют единство.

Основным экологическим законом биологии является положение о том, что организм и необходимые для его жизни условия составляют единство (большую роль в разработке этого положения сыграли труды К. Ф. Рулье, И. М. Сеченова, И. П. Павлова, И. В. Мичурина и др.).

Основным законом биоценологии как раздела экологии должно явиться положение о единстве биоценоза и его биотопа. Из этого зако-

на вытекают практически важные следствия: нет биоценоза без биотопа, как нет и биотопа без биоценоза; изменение биотопа влечет за собой изменение биоценоза; изменение биоценоза (состава видов) неизбежно вызывает изменение биотопа (условий жизни); биоценоз изменяется соответственно, адекватно изменению биотопа; через воздействие на биотоп человек имеет возможность управлять развитием биоценоза, изменять его состав, повышать продуктивность и т. п. Говоря о взаимодействии биотопа и биоценоза мы рассматриваем их как две стороны единого природного целого, а не как отдельные компоненты природы.

Для обозначения природного явления, выражающего единство биоценоза и биотопа, мы применяем термин **биоценотоп** (Иоганзен, 1962). Новый термин имеет то преимущество, что над ним не тяготеет груз старых смысловых нагрузок; с самого начала его применения в него можно вложить строго определенный смысл и не смешивать его

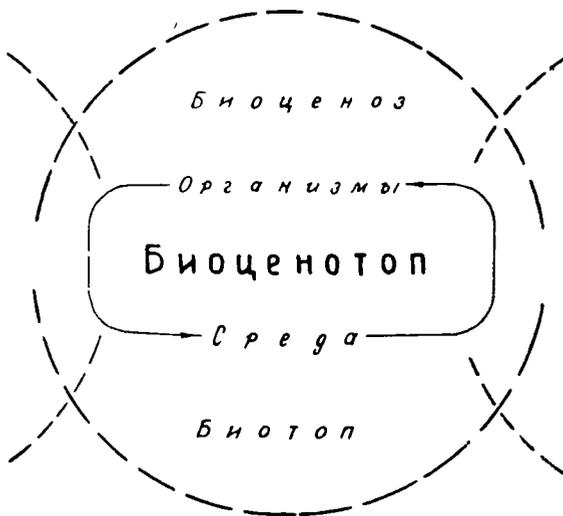


Рис. 4. Схема единства биоценотопа (по Б. Г. Иоганзену).

с другими терминами, хотя и близкими, но применявшимися в ином смысле. Терминологию можно значительно упростить, если вместо «биоценоз» говорить просто «ценоз» (приставка «био» здесь совершенно излишня, так как «сообщество» — «ценоз» может состоять лишь из организмов); в этом случае вместо «биоценотоп» достаточно сказать «ценотоп».

Схематически биоценотоп (рис. 4) можно изобразить как открытый круг, что подчеркивает отсутствие в природе непреходимых граней между соседними биоценотопами. Организмы и среда находятся в постоянном тесном взаимодействии (принцип единства организма и необходимых для его жизни условий не противоречит признанию взаимодействия организмов со средой в целом). В природе биоценотоп представляет собой одно целое, но исследователь может характеризовать его с точки зрения условий жизни («биотоп») или состава населения («биоценоз»).

Идея биоценотопов, как нам представляется, содержит все ценное, что пытались внести в биоценологию А. Тинеман, А. Г. Тенсли, В. Н. Сукачев и многие другие, и свободна от тех недостатков, которыми страдали представления названных ученых.

Биоценотопы являются элементами ландшафта, но их изучение составляет задачу экологии. В биоценотопах проявляется подлинное единство организмов и всех сред жизни — гидросферы, атмосферы, литосферы и биосферы, а также всех действующих в природе абиотических, биотических и антропоических факторов. В разных биоценотопах довлечет, преобладает та или иная сторона этого природного комплекса — абиотическая (озеро), биотическая (лес) или антропоическая (поселок).

Биоценотопы изменяются, развиваются под давлением действующих в природе физико-химических факторов, в результате жизнедеятельности организмов и хозяйственной деятельности человека. Например, в пойме реки (рис. 5) под влиянием водного фактора, разрушающего сушу в одних местах и отлагающегося грунт в других, возникает ряд связанных между собой биоценотопов: речное русло — протока — залив — озеро. Под влиянием водной растительности озера превращаются в ряд новых биоценотопов: — озеро — «пруд» — луг, или озеро —

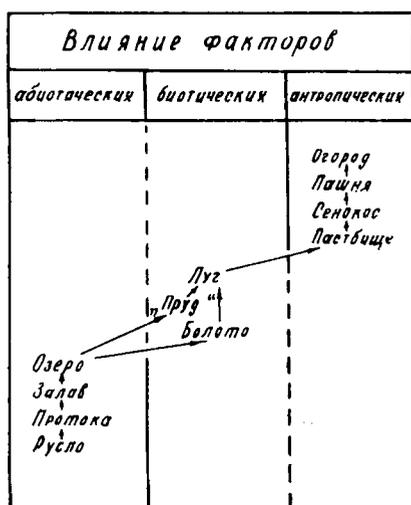


Рис. 5. Схема развития биоцено-
топов поймы (ориг.).

болото — луг и т. п. Наземная растительность вместе с микроорганизмами почвы и животными определяет развитие в пойме таких характерных биоценотопов как луга разного типа, кустарники и леса. Под влиянием деятельности домашних животных возникают биоценотопы типа пастбищ. Человек в результате более интенсивного преобразования природы создает ряд новых биоценотопов: сенокосы — пашни — огороды и другие (Йогансен, 1963).

В. Н. Сукачев (1964), останавливаясь на термине «биоценотоп» (мы полагаем, что дело не в термине, а в том смысле, который в него вкладывается), пишет по поводу наших представлений следующее: «автор не различает компонентов природного единства и факторов, на него влияющих» (стр. 12). Как видно из только что изложенного (об этом говорилось и в нашей статье 1962 г., на которую ссылается В. Н. Сукачев), мы как раз различаем компоненты (то, что развивается) и факторы (то, что влияет), см. рис. 5, и не заметить этого весьма трудно.

Далее В. Н. Сукачев пишет: «человек является самым мощным фактором, влияющим в настоящее время на рассматриваемые природ-

ные единства, но его никак нельзя считать их компонентом» (стр. 12) и полагает крупной методологической ошибкой наше утверждение, что «человек создает целый ряд культурных биоценозов — от огородов до поселков».

В этом утверждении смешаны, подменены два разных положения. В. Н. Сукачев считает человека «самым мощным фактором, влияющим в настоящее время на природные единства», и у нас говорится об этом — рассматриваются антропические факторы, роль человека в создании культурных биоценозов. Таким образом, в этом вопросе наши точки зрения совпадают, но лишь выражены разными словами.

С другой стороны, В. Н. Сукачев совершенно неожиданно расценивает наше рассмотрение человека как компонента природного единства в качестве «крупной методологической ошибки». Поскольку речь зашла о методологии, хочется напомнить одно место из работы Ф. Энгельса «Роль труда в процессе превращения обезьяны в человека», где говорится о том, как человек вносимыми им в природу изменениями заставляет ее служить своим целям, господствует над ней: «факты напоминают нам о том, что мы отнюдь не властвуем над природой так, как завоеватель властвует над чужим народом, не властвуем над нею так, как кто-либо находящийся вне природы, — что мы, наоборот, нашей плотью, кровью и мозгом принадлежим ей и находимся внутри нее» (Диалектика природы, стр. 143, 1946).

Методологическую ошибку продолжает допускать В. Н. Сукачев, отрывающий и противопоставляющий так называемые компоненты природного единства и факторы, не видящий их подлинного единства, диалектической связи в биоценозе внутреннего и внешнего. Организмы — и компонент природы и фактор ее изменения, то же касается и человека, находящегося внутри природы и влияющего на нее. Следовательно, в этом вопросе наши точки зрения с В. Н. Сукачевым не совпадают: мы придерживаемся взглядов Ф. Энгельса, а он от них отстывает.

**

Географы выделяют в ландшафте шесть основных компонентов: земную кору, атмосферу, воды, почвы, растительность и животный мир, которые находятся между собой в определенных взаимосвязях, взаимоотношениях и взаимодействиях. Признание этого не противоречит тому, что выше говорилось по поводу ошибочного понимания взаимодействия компонентов биогеоценоза.

«Растительность» и «животный мир» существуют реально как составные элементы биоценоза, но не как взаимодействующие «фитоценоз» и «зооценоз». Земная кора, атмосфера, воды и почвы вполне реальны и составляют абиотические условия жизни организмов, но в природе нет «климатопа» и «эдафотопа», из взаимодействия которых якобы возникает «эко топ», в свою очередь взаимодействующий с «биоценозом» и т. д.

Понятие «биогеоценоз» долгое время трактовалось как географическое, биогеоценология — как ветвь географии (Сукачев, 1942, 1950, 1954 и др.). В. Н. Сукачев (1954) писал: «ботаники и зоологи биоценоз всегда рассматривали как биологическое понятие, биогеоценоз же, как я неоднократно подчеркивал, есть понятие географическое, представляющее собою структурную часть ландшафта» (стр. 158). Этим объясняется, что многие биологи проходили мимо понятия «биогеоценоз» как географического, далекого от биологии. Теперь В. Н. Сукачев (1960) изменил свое многолетнее представление и пишет: «В настоящее время

я признаю, что биогеоценоз, как и фитоценоз, не являются собственно географическими понятиями, но их, как и другие явления на земной поверхности, можно изучать с точки зрения их географического распространения» (стр. 6).

В связи с тем, что идея биогеоценологии претендует на роль важного биологического и географического обобщения, мы считали своим долгом показать ее ограниченность, дать критику ошибочных концепций в области биоценологии и наметить пути разрешения некоторых вопросов с позиций общей экологии.

Закон единства биоценоза и его биотопа представляется нам важным теоретическим обобщением современной биологии, которое открывает широкие перспективы для практической деятельности в сельском, лесном, охотничьем и рыбном хозяйстве, где необходимы разработка рациональных основ эксплуатации сырьевых запасов, умение управлять формированием и развитием разнообразных биоценозов, а также знание способов повышения их продуктивности.

Принятие выдвигаемого положения поднимает большие вопросы теоретического порядка и исследовательского характера. На очереди стоит прежде всего задача создания принципов классификации биоценозов — выработки для этой цели системы соответствующих единиц и расчленения на них природных комплексов различных ландшафтных зон и интразональных образований, а также выработки научно обоснованной терминологии. На этой основе станут возможными далее изучение структуры и динамики биоценозов и разработка всех тех проблем, которые поставила современная биоценология, но которые не могут решаться с позиций идеализма и метафизики, еще сохраняющихся в некоторых разделах науки.

ЛИТЕРАТУРА

- Арнольди К. В., Арнольди Л. В. 1962. О некоторых основных понятиях экологии применительно к учению о биоценозе. Вопросы экологии, т. 4. Киев.
- Вилли К. 1959. Биология. Изд. ин. лит. Москва.
- Воронов А. Г. 1963. Биогеография (с элементами биологии). Изд. Московского университета.
- Герд С. В. 1949. Биоценозы бентоса больших озер Карелии. Труды Карело-Фин. унив., т. 4. Петрозаводск.
- Жадин В. И. 1950. Общие вопросы, основные понятия и задачи гидробиологии пресных вод. Жизнь пресных вод СССР, т. 3, М.—Л.
- Иоганзен Б. Г. 1959. Основы экологии. Изд. Томского университета.
- Иоганзен Б. Г. 1962. О единстве биотопа и биоценоза. Сборн. «Проблемы зоологических исследований в Сибири». Горно-Алтайск.
- Иоганзен Б. Г. 1963. Природа поймы реки Оби (экологический этюд). Сборн. «Природа поймы реки Оби и ее хозяйственное освоение». Томск.
- Иоганзен Б. Г. 1965. Единство биоценоза и его биотопа. Журн. общ. биологии, т. 26, № 1, Москва.
- Кашкаров Д. Н. 1934. Выступление на дискуссии «Что такое фитоценоз». Сов. ботаника, № 5. М.—Л.
- Кашкаров Д. Н. 1944. Основы экологии животных. Ленинград.
- Коршунов Ю. П. 1959. Биотопическое размещение дневных чешуекрылых в береговой зоне водохранилища Новосибирской ГЭС. Труды Биол. инст. Сиб. отд. АН СССР, в. 5. Новосибирск.
- Лавренко Е. М. 1962. Учение В. Н. Сукачева о биогеоценозе. Сообщ. Лабор. лесовед. АН СССР, в. 6. Москва.
- Максимов А. А. 1959. О кормовых связях в биоценозе тундры. Труды Биол. инст. Сиб. отд. АН СССР, в. 5. Новосибирск.
- Нестеров В. Г. 1959. Диатопический принцип познания природы. Доклады Тимирязевской сельскохозяйственной академии, в. 48. Москва.
- Нестеров В. Г. 1962. Внутривидовые противоречия организмов как звено системы противоречий природы. Сборн. «Проблемы внутривидовых отношений организмов». Томск.
- Погребняк П. С. 1955. Основы лесной типологии. Киев.

- Раменский Л. Г. 1952. О некоторых принципиальных положениях современной геоботаники. Ботан. журн., т. 37, № 2, М.—Л.
- Растительные богатства Новосибирской области. 1961. Изд. Сиб. отд. АН СССР. Новосибирск.
- Строганов С. У. 1959. Материалы к характеристике и экологии тугайного олея. Труды Биол. инст. Сиб. отд. АН СССР, в. 5. Новосибирск.
- Сукачев В. Н. 1942. Идея развития в фитоценологии. Сов. ботаника, № 1—3. М.—Л.
- Сукачев В. Н. 1950. О некоторых основных вопросах фитоценологии. Проблемы ботаники, I. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Сукачев В. Н. 1954. По поводу статьи А. И. Толмачева «К вопросу о биогеоценологии». Журн. общ. биологии, т. 15, № 2. Москва.
- Сукачев В. Н. 1955. О лесной биогеоценологии и ее основных задачах. Ботан. журнал, т. 40, № 3. М.—Л.
- Сукачев В. Н. 1958. Лесная биогеоценология и ее лесохозяйственное значение. Изд. Инст. леса АН СССР.
- Сукачев В. Н. 1960. Соотношение понятий биогеоценоз, экосистема и фация. Почвоведение, № 6. Москва.
- Сукачев В. Н. 1964. В кн.: Основы лесной биогеоценологии. Изд. «Наука», Москва.
- Толмачев А. И. 1953. К вопросу о биогеоценологии. Журн. общ. биологии, т. 14, № 4, Москва.
- Толмачев А. И. 1953а. К критике учения о биогеоценозе (обсуждение доклада в ВБО). Ботан. журн., т. 38, № 6. М.—Л.
- Фридерикс К. 1932. Экологические основы прикладной зоологии и энтомологии. ГИЗ, М.—Л.
- Черепанов А. И. 1957. Жуки-шелкуны Западной Сибири. Новосибирск.
- Clements F. E. and Schelford V. E. 1939. Bio-ecology. New-York.
- Eriederichs K. 1927. Grundsätzliches über die Lebenseinheiten höherer Ordnung und ökologischen Einheitsfaktor. Die Naturwiss.
- Möbius K. 1877. Die Auster und Austerwirtschaft. Berlin.
- Tansley A. G. 1935. The use and abuse of vegetational concepts and terms. Ecology, 16.
- Thienemann A. 1925. Der See als Lebensinheit. Die Naturwiss.

ГЕОГРАФИЯ И УДОБРЕНИЕ

Н. Ф. ТЮМЕНЦЕВ

Роль географических факторов в сельскохозяйственном производстве общеизвестна. Географическое положение по координатам, высоте над уровнем моря, по глубине континентальности — все это определяет тепловой и световой режим, частоту, количество и качество атмосферных осадков и продолжительность сезонов года.

Сложная динамика всевозможных сочетаний тепла, света, влаги и ветров носит иногда неповторимые зональные и провинциальные черты в зависимости от характера рельефа, растительного покрова, состава горных пород и гидрогеологического режима местности. Вся совокупность этих условий настолько сложна, что не поддается полному уяснению. И только по состоянию почвенного покрова, как важнейшего интегрального производного всей совокупности природных условий, можно с наибольшим приближением к истине оценить и понять географическую сущность местности в ее историческом развитии.

При решении вопросов химизации сельского хозяйства и особенно при применении удобрений как раз и приходится принимать в расчет состояние плодородия почвы, ее тип и культурное состояние. Это требование в одинаковой мере справедливо и для отдельного хозяйства и для целого большого государства.

Еще в 1866 году великий химик Д. И. Менделеев на заседании 1 отделения Вольного Экономического общества высказал глубокую по своему научному содержанию мысль о том, что «Влияние климата, местности и почвы... общеизвестно; но желательно иметь ряд данных собранных с полнотою, а потому предлагается произвести... опыты во многих местностях, соединить их как с точными наблюдениями положения, состава и свойства почвы в местах наблюдения, так и с непосредственными метеорологическими наблюдениями во все время производства опытов».

Отсюда вытекает обоснованное соображение о различной эффективности удобрений в различных географических пунктах страны. Но «применение искусственных удобрений даст ключ к решению вопроса, о свойствах наших полей, если опыты будут многочисленны и в различных местах» (Д. И. Менделеев. Работы по сельскому хозяйству. М. 1954, стр. 43—44).

С целью получения подтверждения этих положений в 1867—1869 гг. были проведены первые географические опыты с удобрениями в четырех пунктах на различных почвах европейской части России (Симбирск, Смоленск, Москва, С-Петербург).

В отчетах по опытам Д. И. Менделеев (1954) прежде всего останавливается на географических условиях: месте расположения опыта (пункт, долгота и широта его), положение по рельефу, почвах, особенностях ландшафта.

Опыты Менделеева ясно указали на большую роль местных географических условий, особенно почв, в эффективности удобрений. Эти опыты оставили большой след в агрохимической науке. Но к продолжению их вернулись лишь более, чем через 50 лет уже в советский период. Очевидно, еще в то время у многих не доходило до сознания значение этого открытия. Сам же Д. И. Менделеев не мог установить во всей полноте представления о связи эффективности удобрений с особенностями географической среды в пределах всей страны. Не мог он этого сделать потому, что географические условия в то время в глубину должным образом изучены не были. Лишь когда В. В. Докучаев (1889 г.) провозгласил учение о зонах природы, стала ясна причина разнообразия географических условий в различных поясах земного шара. Докучаев тогда писал: «вся природа, взятая в целом — как растительный и животный мир, так и воздух, а отчасти минеральное царство... зональны, располагаясь по лику земли в виде более или менее непрерывных полос, вытянутых с запада на восток...»

Вникая в агрономическую сущность каждой из почвенных зон, Докучаев предрешает и стержневое содержание системы земледелия для них. Так, для черноземов, по его мнению, главным будет «физияция», для подзолистых (светлоземов) — «минерализация». В понятие «физияции» Докучаев вкладывал обработку почвы, в понятие «минерализации» — химизацию. Опыты Менделеева после появления учения Докучаева о зонах природы становились яркой иллюстрацией к закону зональности. Действительно, ведь в опытах Менделеева удобрения на симбирских черноземах прибавки урожая зерновых не дали, а на дерново-подзолистых и подзолистых почвах действовали очень хорошо.

Только после 1919 года, в связи с организацией Научного института по удобрениям (НИУ), были развернуты настоящие географические опыты по изучению действия удобрений в различных почвенно-климатических зонах и провинциях страны.

К 1925 году было проведено много опытов с удобрениями. В результате этих работ определилась южная граница известкования и была составлена сводка по результатам опытов с удобрениями.

В период с 1926 по 1930 годы было заложено 3808 опытов по единой схеме и методике в 317 опытных учреждениях. В то же время в крестьянских хозяйствах проведено свыше 11 тысяч опытов.

Опыты позволили выявить закономерности влияния отдельных питательных элементов, доз удобрений по почвенным зонам в пределах европейской части Союза (Балашов, 1933; Васильков, 1933; Лебедев, 1933).

Основными закономерностями явились следующие: значение всех видов удобрений в повышении урожая возрастало от степных черноземных почв к почвам лесной зоны.

При этом на всех почвах, кроме черноземов, азот имел первостепенное значение, фосфорное удобрение занимало первое место на черноземах, а на остальных — второе после азотного, во всех случаях калийные удобрения проявляли менее заметное действие на всех почвах, но более всего повышали урожай на подзолистых и меньше на черноземах; в пределах нечерноземной зоны эффективность удобрений также не была постоянной — она снижалась с запада на восток.

Полученные географические закономерности действия удобрений послужили основанием для решения государственной важности вопросов о производстве и распределении удобрений по областям страны.

Обращало на себя внимание установление наиболее высокой эффективности действия всех видов органических и минеральных удобрений в нечерноземной полосе (Антошин С. Т., Балашов Л. Л.— 1932, 1933; Бородич Д. Н., 1933 и др.), что тогда объяснялось лишь низким плодородием дерново-подзолистых и подзолистых почв.

В последующие годы установленные НИУ и ВИУАА в первых опытах закономерности получили дальнейшее подтверждение и более глубокое обоснование. С тех пор не прекращаются опыты с удобрениями по географической сети в пределах СССР.

Таким образом, опыты по изучению эффективности удобрений в нашей стране явились одним из первых шагов в разрешении проблемы химизации сельского хозяйства. Такой путь исследования мог возникнуть только в условиях страны с разнообразными географическими условиями. С ними нельзя было не считаться. Одновременно с изучением удобрений в географическом плане производились исследования их и в других направлениях (способы, сроки, дозы, формы удобрений).

В настоящее время в кругах агрохимиков и других деятелей сельского хозяйства сложилось вполне определенное представление об использовании и эффективности удобрений по зонам страны.

Поскольку почвы нечерноземной зоны на площади свыше 50 миллионов гектаров посевов наиболее бедны питательными веществами, то и урожаи здесь самые низкие. В то же время здесь почти никогда не бывает засух, вполне достаточно влаги, тепла и света для получения устойчивых и высоких урожаев. Именно здесь и можно ожидать наивысшей эффективности от удобрений. Это подтверждается и многочисленными исследованиями и практикой химизации. Так, при внесении средней дозы минеральных удобрений на гектар (45 кг действующего вещества) на Долгопрудной опытной станции имени Д. Н. Прянишникова за последние 13 лет, пишет проф. Ф. В. Турчин, получали урожай: зерна озимой пшеницы по 26, озимой ржи — 27, ячменя — 27, овса — 22, картофеля — 200, кукурузы (за пять лет) — 389, сена многолетних трав — 44 центнеров с гектара.

На участках с более высокими дозами (азота — 100 кг, фосфора — 70 кг и калия — 120 кг) удобрений на тех же дерново-подзолистых почвах средний урожай озимой пшеницы составлял 41,5 центнера с гектара. Ф. В. Турчин (газета «Известия» 4. XII. 1963) считает и это не пределом.

В связи с целеустремленным курсом селекционеров на выведение сортов неполегающих зерновых значение минеральных удобрений, особенно азотных, со временем будет все больше возрастать.

Опыты с удобрениями в географической сети долгое время имели один большой недостаток. Почти все они ставились по зонам в пределах европейской части Союза. Опыты в Сибири закладывались не сколько лет подряд лишь в четырех пунктах на одинаковых по типу почвах — выщелоченных черноземах — в Шадринске, Омске, Новосибирске и Красноярске. Таким образом, принцип зональности здесь по-настоящему выдержан не был. Все названные пункты охватываются одной и той же зоной южной лесостепи.

Только к 1932—1934 гг. по Западной Сибири была проведена первая сводка по изучению действия удобрений на различных опытных станциях — Омской, Алтайской, Новокузнецкой, Томской, Минусинской, Убинской, Славгородской и Купинском опытном поле.

В сборнике «К проблемам агрохимии Западной Сибири» (1934) были приведены первые итоги изучения удобрений по названным опытным станциям. Главным видом удобрения в то время был принят навоз.

Приводим краткие данные по действию навоза на урожай зерновых и технических культур (табл. 1).

Таблица 1

Действие навозного удобрения на урожай зерновых и технических культур

Название опытных станций	Почвы	Урожай в ц/га					
		число лет	культуры	без удобрений	36 тонн навоза	прибавка	
ц/га	%						
Купинское	Южные черноземы	8	Оз. рожь	8,9	12,2	3,3	37,10
Алтайская	Обыкновенные черноземы	1	Сах. свекла	163	211	48	29,45
"	"	2	Пшеница яр.	13,06	15,75	2,69	20,60
"	"	1	Конопля (треста)	18,34	19,99	1,65	10,50
Омская	Выщелочен. черноземы	18	Оз. рожь	12,04	17,83	5,79	48,10
"	"	3	Яр. пшеница	10,4	15,5	5,1	49,00
"	"	15 последние	"	9,7	13,2	3,5	36,08
Томская	Серые лесные	1	Оз. рожь	25,0	30,5	5,5	22,00
Убинская	Лугово-болотные	1	Вико-овсяная смесь	52,0	69,7	17,7	34,0

В этих опытах улавливается более слабое действие навоза на урожай на сухих южных черноземах, чем на почвах других типов с более благоприятным режимом увлажнения.

Общий характер этой закономерности был подтвержден опытами в последующие годы.

Эффективность минеральных удобрений на южных и обыкновенных черноземах в те годы оказалась небольшой, как это показали в своей сводке Т. Ф. Антропов и С. Д. Ерофеев (1932). Отмечая невысокую эффективность удобрений на почвах степной зоны Западной Сибири, названные авторы делали вывод, что в южных районах Сибири в ближайшее время удобрения не будут иметь практического значения. Они оказались правы. Но не потому, что нельзя было повысить эффективность удобрений на этих почвах, а прежде всего из-за отсутствия самих удобрений.

Тогда же Антропов и Ерофеев отмечали своеобразную эффективность минеральных удобрений на выщелоченных черноземах — здесь, как и в европейской части союза, на первое место выходил фосфор, на второе — азот. Калий же не повышал урожая совсем.

Данные первых опытов с удобрениями на почвах таежной зоны Западной Сибири были впервые приведены в печати Н. Ф. Тюменцевым (1935).

Развернутые географические опыты в последующее время в пределах нечерноземной полосы Приобья позволили установить закономер-

ности действия удобрений и роль элементов питания на различных почвах.

Прежде чем переходить к изложению этих данных, проанализируем географические условия в пределах 600-километровой широтной полосы в Томской области. Здесь встречаются почвы от выщелоченных черноземов на юге до подзолистых почв на севере. Для краткости и наглядности изложения сведений о географических условиях этого пространства изобразим их в виде эмпирического графика (рис. 1).

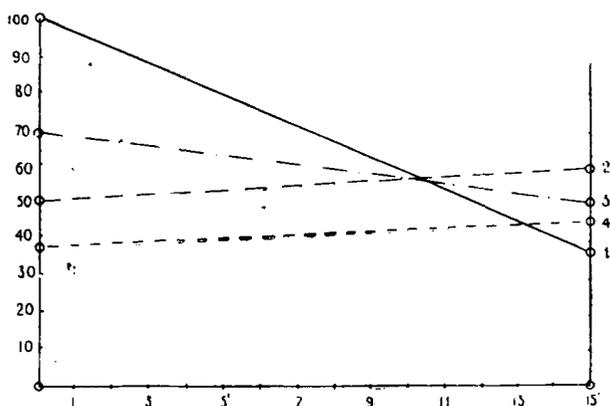


Рис. 1. Принципиальная схема влияния почвенно-климатических условий на формирование урожая.
1 — плодородие почвы, 2 — свет, 3 — тепло, 4 — влага.

Из графика видно, что возрастанию эффективности удобрений от выщелоченных черноземов к подзолистым благоприятствует и снижение плодородия и увеличение увлажненности и световой режим. В то же время тепло не ограничивает произрастания в этой зоне основных видов культурных растений.

Нет надобности приводить цифровые данные для подтверждения показанного в графике.

Приведем обобщенные результаты ряда полевых опытов в этой зоне (табл. 2).

Таблица 2

Эффективность минеральных удобрений в повышении урожая пшеницы в географических опытах

Почвы	Урожай зерна в ц/га				
	без удобрения	NP	NK	PK	PK
Выщелоченный чернозем	17,4	19,6	17,8	18,7	19,6
Темно-серая лесная	16,5	18,1	19,4	18,4	20,1
Серая лесная	14,4	18,0	17,6	16,5	19,2
Светло-серая лесная	10,6	13,9	12,7	11,5	15,2
Дерново-подзолистая	8,3	13,9	12,7	10,5	14,6

Еще более важную роль играют удобрения в земледелии лесотундровой и тундровой зон. Результаты многочисленных опытов Ямальской, Ханты-Мансийской, Игарской опытных станций, Александровского

опорного пункта в Томской области и Ярского в Красноярском крае показывают, что на крайнем севере только с помощью удобрений можно получать хорошие урожаи картофеля и других культур (А. И. Ивановский, 1958).

Как и в европейской части союза, в Сибири повторяется та же закономерность — на подзолистых почвах особенно велика роль азота, на выщелоченных черноземах — фосфора. Самый факт получения значительных прибавок урожая от внесения минеральных удобрений указывает на перспективность и даже на необходимость применения удобрений в нечерноземной полосе в Западной Сибири. Нечерноземная полоса в Западной Сибири существенно отличается своими особенностями от степной, черноземной полосы. Поэтому к этим двум зонам нужно подходить с разной мерой при оценке перспектив химизации.

В более длительных опытах по изучению удобрений в севооборотах на серой лесной почве (Вилесов, Тюменцев — 1961, Тюменцев — 1963) были установлены и нормы прибавок урожаев от 1 т навоза — 92 кг зерна, от 1 ц минеральных удобрений — 3,4—3,9 ц с гектара.

Словом, полученные данные свидетельствуют о том, что география действия удобрений учит необходимости усилить внимание применению удобрений в нечерноземной полосе Западной Сибири равно, как и в нечерноземной полосе Европейской части.

Восемнадцатилетние отчеты сортоучастков Томской области убеждают, что при самых скромных дозах навоза (20 т/га) и минеральных удобрений (по 45 кг действующего вещества) по одному разу за ротацию семипольного севооборота удается иметь устойчивые урожаи зерна пшеницы в 20,5 центнера с гектара («Урожайность яровой и озимой пшеницы в СССР» — 1958).

При этом следует отметить, что урожаи этой культуры в Томской области оказались наивысшими за сравниваемый период по сравнению со всеми другими сортоучастками СССР на неорошаемых землях.

Все опытные данные, анализ состояния географических условий — все говорит о необходимости внесения удобрений в нечерноземной полосе Западной Сибири.

Из всего сказанного выше следует вывод, что географические условия предопределяют силу действий удобрений. Уяснение закономерностей этой зависимости помогают со знанием дела распределять удобрения по зонам и районам, правильнее организовывать поиски агрономических руд и развивать производство минеральных удобрений.

География сырьевой базы характеризуется уже иными закономерностями. Она определяется геологической историей и хозяйственной деятельностью, а не зональными условиями того или иного участка земной коры. Не вникая в самую историю возникновения сырьевой базы удобрений, перейдем непосредственно к географии материалов, пригодных для получения удобрений. Эти материалы подразделяются на две группы: 1) природные месторождения и образования сырья для удобрений и 2) отходы промышленных предприятий и быта.

К природным месторождениям относятся фосфорные агоруды — апатиты, фосфориты и вивианиты и калийные соли. Фосфорные агоруды выявлены во всех природных зонах: в тундре — на Хибинах на Кольском полуострове; нечерноземной полосе — в Ленинградской, Кировской, Московской областях; черноземной зоне — в Курской области и Башкирской АССР; в зоне каштановых почв — в Актюбинской области и в полосе сероземов — в Каратау. Бедна пока фосфорными рудами Сибирь. Здесь они встречены в Горной Шории, на юге Краснояр-

ского края, в Иркутской области. Не говоря о запасах выявленных месторождений, отметим, что число их в Сибири пока еще мало.

Дальнейшие геологические поиски позволят, по-видимому, обнаружить новые месторождения.

Месторождения сырых калийных солей также встречаются в различных природных зонах: Соликамское — в зоне подзолистых почв Приуралья, Старобинское — в БССР и Прикарпатские — в Западной Украине. Они обнаружены в огромных количествах в зоне сухих степей — в Заволжье. Намечаются крупные месторождения и в Сибири в междуречье Енисей — Лена на огромной площади в 600 тыс. квадратных километров.

Хлебом химии считают серную кислоту. Она необходима и для производства минеральных удобрений. Сырьем для нее являются природные месторождения самородной серы (в Каракуме, Керченском полуострове, на Кавказе, в некоторых местах по берегам Волги), соединения серы с различными металлами (свинцовый блеск, цинковая обманка, медный блеск).

Почти повсеместно встречаются известковые месторождения в виде мрамора, известняков, мела, мергеля, туфов и других образований.

Особое положение занимают торфы, которые следует рассматривать единственной азотосодержащей рудой. Торфы распространены в нечерноземной зоне и особенно в Западной Сибири. Здесь более всего и выражена потребность в азоте и в органическом веществе.

Многие виды промышленных отходов используются в качестве сырья для производства макро- и микроудобрений. К ним относятся: зола, шлаки металлургических заводов, пиритные огарки, марганцевый шламм, отходы, содержащие бор, и другие.

Особенно большую роль в производстве удобрений играют газовые отходы коксохимической промышленности и природный газ. Они используются для получения азотных минеральных удобрений.

Следовательно, общая мощь индустриальной базы страны сама по себе содействует упрочению материальной базы для производства удобрений. В таком случае с географией размещения металлургической промышленности, коксохимии и других производств связывается и география сырьевой базы для производства минеральных удобрений.

Производство удобрений тесно связывается с машиностроением и с энергетической базой. Получение основного источника энергии — электричества в свою очередь связано с его «сырьевой базой» — гидроэнергетическими и тепловыми ресурсами. Наличие крупнейших гидро- и теплоэлектростанций в различных природных районах нашей страны полностью разрешает эту проблему.

Транспортабельность и делимость электрической энергии позволяет без больших затруднений организовывать производство минеральных удобрений в районах обнаружения агроруд.

Размещение производства минеральных удобрений относится уже к экономической географии. Знакомство с картой расположения заводов и комбинатов показывает, что предприятия размещены или в непосредственной близости от сырьевой или энергетической базы, или в районах наибольшего потребления минеральных удобрений.

Крупнейшие гнезда производства азотных и фосфорных удобрений расположены в Ферганской долине, в Донбассе и в Центральной полосе Европейской части Союза. Предприятия по производству калийных и фосфорных удобрений размещены в районах сырьевой базы — на севере Пермской области, в Западной Украине и БССР.

Обособленное производство азотных минеральных удобрений создано в Кемеровской, Иркутской областях, в Грузинской ССР и на Северном Кавказе для обеспечения местного сельского хозяйства этим видом удобрений.

При знакомстве с географией размещения производства минеральных удобрений обращает на себя внимание недостаточность заводов в Сибири и на Дальнем Востоке. На все это пространство нет ни одного фосфатного и ни одного калийного заводов и всего лишь два азотно-туковых комбината — в Кемерово и Ангарске.

Самый факт этот указывает на слабое внимание вопросу химизации сельского хозяйства Сибири и ДВ со стороны Министерства сельского хозяйства и Госплана СССР.

Корни этого невнимания следует искать в неоценке роли удобрений в Сибири и на Дальнем Востоке. В агрохимических кругах столицы существует ошибочное представление о малоемкости сельского хозяйства Сибири и Дальнего Востока в отношении удобрений. Они считают, что в Сибири на черноземах практически оправдывает себя только суперфосфат.

При этом не принимается в расчет, что в Сибири и на Дальнем Востоке сельскохозяйственное производство размещено на почвах других типов — на серых лесных, дерново-подзолистых, дерново-карбонатных, черноземно-луговых и других.

Ограничение потребностей сельского хозяйства Сибири и ДВ только суперфосфатом не согласуется и с результатами накопленных исследовательских и производственных данных.

Давно установлена высокая эффективность азотных минеральных удобрений на серых лесных, дерново-подзолистых и подзолистых почвах Западной и Средней Сибири, на дерново-карбонатных почвах Восточной Сибири. Необходимы они и на Западно-Сибирских черноземах при ранних сроках посева яровой пшеницы.

В Иркутской области с 1957 г. хозяйства получают высокие прибавки урожая зерновых культур от внесения азотных удобрений в виде аммиачной воды. И. Егоров (1963) сообщает, что в 1962 г. в Иркутской области аммиачной водой было удобрено 140 тысяч гектаров посевов яровых культур, в почву внесено 40 тысяч тонн удобрения. Прибавка урожая зерна колеблется от 2 до 10 ц с гектара. В первый год применения аммиачной воды в среднем по области была получена прибавка урожая по зерновым культурам — 7,1, картофелю — 25 и кукурузе — 60 центнеров зеленой массы с гектара.

Все это говорит о том, что в Сибири нужны не только фосфорные, но и азотные минеральные удобрения.

Необходимость калийных доказана работами опытных станций в Западной Сибири.

На Дальнем Востоке, даже на плодородных «амурских черноземах» внесение всех видов минеральных удобрений помогает значительно повысить урожай ценнейшей для этих мест культуры — сои.

Потребность Сибири и ДВ в минеральных удобрениях в настоящее время не может быть удовлетворена из-за ограниченности производства химикатов, даже если бы удалось добиться признания обоснованности претензий сибиряков. Поэтому необходимо развернуть работу по мобилизации местных материалов для удобрений.

География этих материалов совпадает с географией крупных и мелких населенных пунктов. В число этих материалов входят отходы животноводства, печная зола, бытовой мусор, разнообразные промышленные и бытовые отходы, местные подручные материалы — торф, из-

весть, перегной, встречающиеся в границах землепользования колхозов и совхозов.

Таким образом, знакомство с географией удобрений показывает, что сельское хозяйство уже в настоящее время имеет возможности для успешного претворения в жизнь решений декабрьского Пленума по химизации сельского хозяйства за счет правильного использования производимых минеральных удобрений и за счет полного использования местных фондов удобрительных материалов.

Знакомство с географией удобрений позволяет также правильное решить вопрос о направлении поисков агроруд, о размещении производства минеральных удобрений. Особенно важно развернуть поиски агроруд в Сибири и на Дальнем Востоке. Здесь же необходимо предусмотреть расширение сети ряда заводов по производству минеральных удобрений на базе местного сырья.

Инвентаризация агрономических руд и обоснованию объемов и размещения производства минеральных удобрений в Сибири и на Дальнем Востоке посвящена пока лишь одна крупная работа — докторская диссертация М. Н. Колобкова (1964).

Размеры производства сельскохозяйственной продукции на востоке страны пока еще определяются лишь площадями посевов, а не высоким уровнем урожаев. Между тем в Сибири и на Дальнем Востоке есть все физико-географические предпосылки для высокой эффективности минеральных удобрений. Нужно их здесь иметь, нужно их здесь производить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антошин С. Т., Балашов Л. Л. и др. Труды НИУ, вып. 86, 1932.
2. Антропов Т. Ф., Ерофеев С. Д. Удобрение в Западной Сибири. Новосибирск, 1932.
3. Балашов Л. Действие навозного удобрения на урожай озимых культур по областям Союза. Справочник по удобрениям. Госхимтехиздат, Л., 1933.
4. Бородин Д. Н. Потребность основных почвенных типов в удобрениях. Труды НИУ, вып. 93, 1933.
5. Васильев В. М. Действие главных форм фосфорных удобрений. Труды НИУ, вып. 94, 1933.
6. Васильков В. М. Действие различных форм калийных удобрений. Труды НИУ, вып. 94, 1933.
7. Вилесов Т. Т., Тюменцев Н. Ф. Опыты по применению органических и минеральных удобрений на серых лесных почвах. Томск, 1961.
8. Докучаев В. В. К учению о зонах природы. СПб, 1889.
9. Егоров И. Аммиачную вёду на удобрение зерновых посевов. «Колхозное производство РСФСР», № 10, 1963.
10. Ивановский А. И. Сельскохозяйственное освоение крайнего Севера. Изд. «Знание», М., 1958.
11. К проблемам агрохимии Западной Сибири. Новосибирск, 1934.
12. Колобков М. Н. Проблема агрономического минерального сырья в перспективе развития сельского хозяйства восточных районов РСФСР. Автореферат диссертации, Томск, 1964.
13. Лебединцев А. И. Географические опыты с минеральными удобрениями. Труды НИУ, вып. 93, 1933.
14. Менделеев Д. И. Работы по сельскому хозяйству и лесоводству. М., 1954.
15. Тюменцев Н. Ф. Минеральные удобрения в северо-восточных районах Западной Сибири, Томск, 1935.
16. Тюменцев Н. Ф. Роль удобрений в полеводстве нечерноземной полосы в Западной Сибири. Томск, 1963.
17. Урожайность яровой и озимой пшеницы в СССР. М., 1958.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАЛЕГАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В УСЛОВИЯХ ВАСЮГАНЬЯ

Д. А. БУРАКОВ

Васюганье — обширная заболоченная территория, представляющая собою часть Западно-Сибирской равнины. В ее пределах расположены бассейны рек Чаи, Парабели и Васюгана, берущие начало с огромных Васюганских болот.

Обстоятельное исследование формирования снежного покрова в пределах Западно-Сибирской равнины выполнено Н. В. Рутковской (1957 г.), использовавшей материалы снегомерных съемок гидрометеорологических станций и постов. Снегомерные съемки проводятся гидрометеорологическими станциями и постами на полевых участках, в лесу под кронами деревьев и на лесных полянах. На болотах, занимающих более 50% рассматриваемой территории, снегомерные съемки не ведутся.

В 1965 г. гидрологический отряд Томского университета выполнил специальные снегосъемки в средней части бассейна р. Бакчар (район пос. Польшнянка). Материалы этих снегосъемок, а также данные гидрометеорологических станций и постов положены в основу настоящей статьи.

Распределение снежного покрова на территории в большой степени связано с характером подстилающей поверхности. В. И. Орлов (1963 г.) в пределах Васюганья выделяет два основных типа местности: 1) полосы тайги по нешироким (от 1 до 10—15 км) приречным дренированным склонам на дерново-подзолистых и подзолистых почвах; 2) массивы болот, занимающие все слабонаклоненные участки водоразделов и речных долин. На приречных дренированных склонах произрастают березовые или смешанные леса с преобладанием березы. Ширина дренированной приречной полосы составляет в районе исследований гидрологического отряда 5—8 км. С удалением от реки березовый лес становится все более угнетенным и сменяется, наконец, осоковым кочкарником, в древесном ярусе которого преобладает береза, достигающая 8—12 м высоты. Далее следует полоса переходного болота, сменяющаяся громадным верховым массивом (Бакчарское болото).

Линия снегомерного маршрута, пересекая последовательно все характерные элементы ландшафта, заканчивается на водоразделе рек Бакчара и Иксы. В условиях равнинного рельефа, почти нетронутых эрозией склонов, большое влияние на характер распределения снегозапасов оказывает растительный покров. Особенно резкая смена растительных сообществ наблюдается в пределах верхового болотного

массива. На окраинах здесь господствует сосново-сфагново-кустарничковый комплекс (рям). Крупный рям, в котором сосны достигают высоты 10—12 м, при движении в глубь массива сменяется мелким рямом, с высотой сосенок 1—1,5 м (сфагновик кустарничковый, облесенный сосной). В центральной, наиболее обводненной части массива господствует грядово-мочажинный или грядово-озерковый комплекс. Полосы узких моховых повышений — гряд, облесенных местами низкорослой сосной, чередуются с полосами сильнообводненных понижений рельефа — мочажин, которые в условиях малых уклонов принимают характер мочажин — озер с открытой водной поверхностью. В весьма неблагоприятных условиях дренажа обводненные мочажины встречаются совместно с обширными вторичными озерами. На склонах массива за счет концентрации притока вод, обусловленной характером рельефа поверхности, обособляются обширные сильно обводненные полосы, почти совершенно лишенные древесной растительности — гальи. В периоды снеготаяния или выпадения обильных дождей здесь формируется поверхностный сток.

Картина общего распределения запасов воды в снеге в районе исследований характеризуется табл. 1.

Таблица 1

Запасы воды в снеге в поле, березовом лесу и болотных микроландшафтах 30 марта 1965 года.

№ п.п.	Место наблюдений	Запас воды в снеге (мм)
1	Поле	122
2	Березовый лес дренированный приречной полосой	158
3	Переходное хвойно-березовое болото (сосна, ель, береза)	129—146
4	Сосняк кустарничковый (окраина верхнего болотного массива); высота сосен 6—10 м	157
5	Сосняк кустарничковый (высота сосен 3—6 м)	165
6	Сфагновик кустарничковый; высота сосен 2—1 м	145
7	Безлесная галья	140
8	Грядово-мочажинный и грядово-озерковый микроландшафты (центральная часть болотного массива)	146

Приведенные данные показывают, что наименьший запас воды в снеге наблюдается в открытой местности (поле). Отношение запаса воды в снеге в березовом лесу к запасу в поле равно 1,29. Данные наблюдений гидрометеорологических станций и постов также дают возможность сравнить снегозапасы леса и поля. Расчеты показывают, что в березовом лесу запас воды в снежном покрове перед началом таяния в среднем за многолетний период на 22% больше, чем в поле. Разница в величине снегозапасов на открытых и облесенных пространствах связана с целым рядом причин, многие из которых изучены недостаточно. Одной из причин являются осенние оттепели, при которых снежный покров на открытых пространствах сходит, а под кронами остается некоторый запас снега. Поэтому разница в снегозапасах

в поле и в лесу обнаруживается в самом начале зимы. Другой причиной превышения запасов воды в снеге в залесенных районах является повышенная величина разности между испарением и конденсацией на открытых участках в сравнении с облесенными.

Данные наблюдений показывают, что снегозапасы в сомкнутых хвойных лесах всегда ниже, чем в лиственных. В условиях Васюганья снегозапасы в хвойных лесах и в поле оказываются практически одинаковыми, что следует из анализа материалов наблюдений гидрометеорологических станций и постов. В крупных рядах (сосняк кустарничковый) с высотой сосен до 10 м запасы воды в снеге равны снегозапасам березовых лесов (табл. 1). Этот вывод подтверждается также имеющимися ограниченными материалами Западно-Сибирского УГМС.

Приведенные данные показывают, что наибольший запас воды в снеге в пределах болотного массива наблюдается в ряме с высотой сосенок 3—6 м (табл. 1). В сфагновике кустарничковом и галье снегозапасы несколько ниже, что объясняется переносом снега ветровым потоком из открытых и слабо защищенных мест болотного массива (галья, сфагновик кустарничковый) и отложением его в близлежащем более крупном ряме. Кроме того, здесь могут сказаться также различия в величине испарения и конденсации.

Наблюдения за характером залегания снега в различных микроландшафтах Бакcharского болота показывают, что значительное влияние на распределение снега оказывают здесь взаимодействие между характером подстилающей поверхности и ветром. Особенно неравномерно залегает снег в грядово-мочажинном и грядово-озерковом микроландшафтах. Запас воды в снеге по данным наших наблюдений 1965 г. изменялся от 35 до 380 мм. Причиной этому является наличие здесь небольших повышений рельефа — гряд, часто облесенных, ориентированных под некоторым углом к господствующему (юго-западному) направлению ветров. Наибольшее количество снега залегает на подветренных склонах облесенных гряд и прилегающих к ним участках мочажин, где наблюдалась высота снега до 190 см. В то же время на участках мочажин, сопрягающихся с грядами, обращенными к ветру, на наветренных склонах гряд, а также на безлесных грядах высота снега снижалась до 10—15 см. Такой характер залегания снега ярко проявляется в период снеготаяния, когда часть снега в зонах с малой величиной максимального запаса воды исчезает (рис. 1). В условиях, когда гряды выражены четко, облесены и параллельны друг другу (что имеет место на склонах массива), наблюдается закономерное, близкое к синусоидальной кривой, чередование зон высоких и низких значений запаса воды в снеге.

На сравнительно ровных пространствах центральной части болота гряды пересекаются под различными углами и неравномерно облесены. Поэтому чередование зон высоких и низких значений запаса воды в снеге носит здесь беспорядочный характер.

В облесенных сфагново-кустарничковых и сосново-кустарничковых микроландшафтах снег залегает более равномерно. Запас воды в снеге изменялся по нашим наблюдениям от 210 до 90 мм. Неравномерный характер залегания снега связан здесь с мелкокочковатым микрорельефом. Наибольшие запасы воды в снеге приурочены к понижениям между кочками. Аналогичный характер залегания снега наблюдался и в краевых заболоченных лесах.

Более равномерно распределяется снег в березовом лесу. По данным выполненных снегосъемок, запас воды в снеге изменялся здесь от 140 до 200 мм.

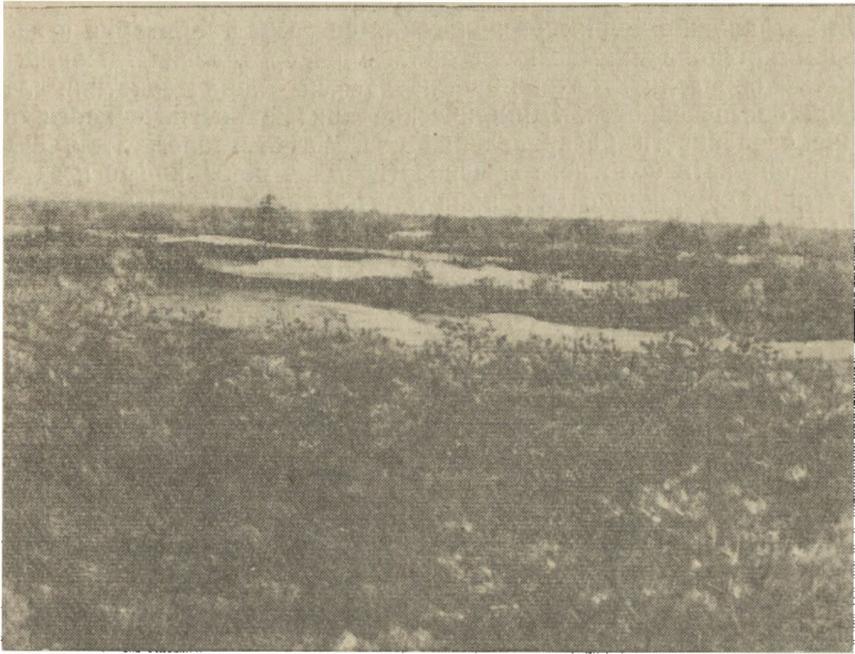


Рис. 1. Неравномерный сход снега в условиях грядово-мочажинного микроландшафта, обусловленный неравномерным распределением запаса воды в снеге 23. IV. 1965 г.

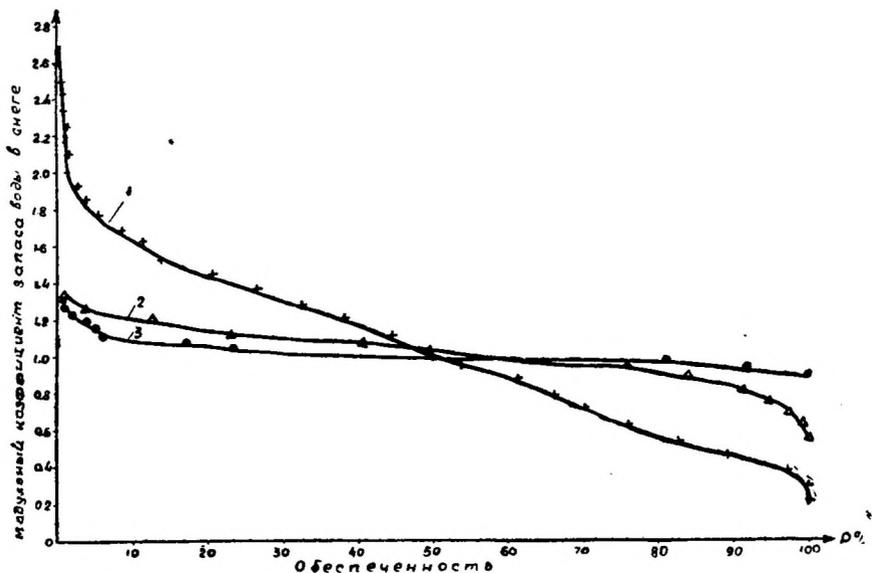


Рис. 2. Эмпирические кривые обеспеченности запаса воды в снежном покрове:
 1. \times — центральная часть верхового болотного массива (грядово-мочажинный и грядово-озерковый микроландшафты);
 2. Δ — рям (сосняк кустарничковый и сфагновик кустарничковый, облесенный сосной);
 3. \bullet — березовый лес приречного дренированного склона.

Для отражения характера залегания снега на территории в настоящее время широко применяются кривые распределения, дающие возможность определить величину изучаемой характеристики любой заданной обеспеченности. Эмпирические кривые обеспеченности, отражающие особенности распределения снега в березовом лесу, ряме и центральной части болотного массива (грядово-мочажинный и грядово-озерковый микроландшафты), приведены на рис. 2. Коэффициент вариации C_v , характеризующий степень изменчивости снегозапасов по территории, оказался наименьшим для березового леса на приречном дренированном склоне, и наибольшим — для центральной части болотного массива (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициент вариации запасов воды в снеге по данным
снегосъемок 1965 года

№№ п.п.	Место наблюдений	C_v
1	Лес березовый на приречном дренированном склоне	0,075
2	Рям (сфагново-кустарничковый облесенный сосной и сосново-сфагновый микроландшафты)	0,18
3	Центральная часть болотного массива (грядово-мочажинный и грядово-озерковый микроландшафты)	0,46

ЛИТЕРАТУРА

1. Г а л а х о в Н. Н. Снежный покров в лесу. Метеорология и гидрология, № 3, 1940.
2. Западная Сибирь, АН СССР, М., 1963.
3. И в а н о в К. Е. Гидрология болот, Гидрометеиздат, 1953.
4. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Гидрометеиздат, 1960.
5. П о п о в Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. Гидрометеиздат, 1963.
6. Рутковская Н. В. Максимальная высота снежного покрова на юго-востоке Западно-Сибирской низменности. 5-я научная конференция Томского университета, т. 147, 1957.

Рецензии

Б. Г. Иогансен. Природа Томской области. Издание третье, переработанное и дополненное. 1963 г. Томск.

Нарастающая надобность в краеведческой литературе ощущается сейчас особенно остро.

Руководимая указаниями партии и правительства, советская общественность все с большим вниманием обращается к познанию производительных сил родной природы и стремится не на словах, а на деле к выполнению законов об ее охране. В сознании многих сохраняющихся еще недостатков неумелости, порой недобросовестности в использовании этих ресурсов все сильнее разворачивается движение за любовное, хозяйское отношение к природным богатствам, а такое отношение требует прежде всего знания.

К сожалению, многочисленные сейчас книги краеведческого направления не всегда отвечают даже скромным требованиям. Бывает, что их пишут наскоро, а то и без надлежащих знаний. Случается, что такие работы слишком беллетризуют, а то и, наоборот, превращают их в скучные, серые трактаты... И это не только результат неумелости или нежелания. Создать краеведческую книгу, отвечающую требованиям современной науки, сделать ее интересной и легко читаемой, дело большого труда и настоящего искусства. Дифференциация отраслей науки зашла так далеко, знания о природе страны так расширились, что для одного человека подобный труд становится просто непосильным. В то же время, коллективные работы такого рода плохо удаются, оставаясь сборниками отдельных статей. В свете сказанного привлекает глубокое и заслуженное внимание каждый удачный опыт такого рода.

Рецензируемая книга кажется достойным образцом полноценной краеведческой монографии. Автор ее — потомственный томский краевед и широко известный ученый зоолог — Б. Г. Иогансен. В третий раз издавая свою книгу, он сделал ее не только «переработанной и дополненной», но и совершенно новой. Многолетний опыт оправдал себя, и Томская область вправе этим трудом гордиться.

Автор, опираясь на содействие виднейших знатоков местной природы, среди которых он называет такие имена, как Л. П. Сергиевской, В. А. Хахлова, И. П. Лаптева, создал совершенно оригинальное произведение, охватив все области природоведения.

Книга распадается на три отдела.

I. Томская область. В нем мы находим: географическое положение, историю изучения, живописные места, геологическое прошлое этой части Западной Сибири. Очерки кратки, но вполне отвечают поставленной задаче.

II. Природные условия. В раздел включены: рельеф, климат, воды, растительность, животный мир, природно-хозяйственное районирование.

Материал подан на самом высоком уровне и, что заслуживает быть особо отмеченным, без уклона, который бы отражал специальность автора. Чтобы достигнуть такого равномерного освещения проблемы, надо обладать незаурядной эрудицией.

III. Освоение природных ресурсов. Как подзаголовок — «Охрана и рациональное использование природных ресурсов»: здесь имеются полезные ископаемые, водные пути и гидроэнергетика, земельные фонды, лес, дикорастущие полезные растения, пушнина и дичь, рыба, преобразование природы, в конце приводится список литературы.

В общем, прочтя книгу Б. Г. Иоганзена, каждый человек почувствует, как много он узнал об этом замечательном участке нашей необъятной родины. Даже старожил найдет в ней немало нового, а для новичка, для переселенца, для молодого специалиста, прибывшего в область из стен высшего учебного заведения, это будет драгоценным руководством. Книга знакомит с областью основательно, доброту, притом так интересно, что читается как беллитристическое произведение.

Высоко оценивая книгу в целом, мы не видим нужды перечислять ее многочисленные достоинства. Они очевидны. Напротив, замеченным недостаткам необходимо уделить внимание, тем более, что их удается найти немного.

В смысле архитектоники книга безупречна. В части расположения отдельных разделов единственное, о чем можно было бы говорить, это о переносе «природно-хозяйственного районирования» из второго раздела в третий. Это еще более расширило бы значение последнего — и без того центрального, по существу, в книге.

В чем, прежде всего, хочется упрекнуть автора, так это в скупости показа отлично известной ему богатой истории исследований области. Достаточно ли для этой блестящей эпопеи отведенной еще дюжины страничек? Кажется несомненным, что в особую главу надо было обязательно выделить «Томский университет» — первый факел высшего образования, осветивший колоссальную азиатскую часть нашей страны. Следовало поговорить и о научно-исследовательских организациях области и уже непременно обогатить портретную галерею исследователей, обидно ограниченную четырьмя лицами. Во всяком случае без портретов Г. Э. Иоганзена, М. Д. Рузского, В. В. Сапожникова книга решительно неполна.

Из специальных материалов книги остановимся на том, что близко для нас и на чем мы считаем вправе заострить внимание автора, хотя это и второстепенные моменты.

Прежде всего, о кролиководстве, о котором сказано, что это «доходная отрасль хозяйства» (стр. 183). Приходится думать, что автор пользовался неполноценными материалами. В Сибири кролиководство бесперспективно вообще, а для таежной зоны решительно убыточно и не может рекомендоваться.

Приходится также высказывать несогласие с тем, что говорится о звероводстве.

Автор пишет, что «в последние годы в северных районах области успешно развивается звероводство. Наиболее освоенным и экономически выгодным является клеточное разведение серебристо-черной лисцы»... (стр. 183). Такое высказывание основано на недоразумении.

Звероводство на севере вообще убыточно, так как там нет избытка необходимых для успеха дела продуктов полеводства и животно-

водства. Что касается разведения серебристо-черных лисиц, то его экономическая выгодность весьма условна. Дело в том, что себестоимость шкурки этого зверя очень высока. В экспорт же они почти не идут. Ясно, что гораздо целесообразнее повернуть всегда недостаточные трудовые ресурсы таежных районов на добычу вольной пушнины, чем безнадежно тратить их на разведение лисиц.

«В Томской области имеются возможности для клеточного разведения соболя, голубого песца и норки...», читаем мы далее. В действительности, разведение соболя в клетках крайне убыточно: себестоимость его очень высока, а качество неизменно низкое. Главное же, оно совершенно не нужно, так как мы не осваиваем того поголовья этих зверей, которые вольно плодятся в тайге. Нет смысла разводить в Томской области и голубого песца, что же касается норки, то это зверь чрезвычайно нежный, которого есть основание разводить в крупных совхозах, при условии тщательного надзора и большой механизации содержания.

Следует сказать и об оленеводстве, которое для Томской области тем интереснее, что в ее пределах мы имеем замечательную, ныне почти исчезнувшую породу крупного эвенкийского оленя. Однако, хотя оленепастбища области действительно могут потенциально прокормить 10—15 тыс. домашних оленей (стр. 185), было бы большой ошибкой задаваться целью добиться такого поголовья. Дело в том, что оленеводство области, как и всей таежной зоны, целиком транспортное, т. е. прежде всего подсобное охотничьему хозяйству. Содержание оленей в тайге, особенно пастьба, так трудоемко и дорого, что отнюдь не оправдывается мясо-шкурковым, тем более «молочным» направлением. Притом, для пастьбы большого количества оленей нет и пастухов, так как могут этим заниматься в наших условиях только эвенки, а их не хватает и на освоение лучших охотничьих угодий.

Другое дело, изыбное оленеводство, чрезвычайно важное для русского таежного населения. Им-то очень следовало бы заняться, особенно в Томской области.

Быть может, другие узкие специалисты найдут основание для замечаний из своей области, но все это останется второстепенными деталями и должно быть отмечено только в интересах улучшения следующих изданий.

Нельзя не пожалеть, что издана эта важная работа чрезвычайно убого. Бумага плохая. Карты грубы и небрежны. Рисунков мало и они весьма слабы, особенно рисунки животных. Что это за «орел-беркут» (стр. 115)? Не хочется смотреть на «северного оленя!» (стр. 113). Грубо поданы заставки. Следует приветствовать попытку дать в провинциальном издании цветные вкладыши, но качество хромает и у них. Томская типографская база способна на лучшее.

Будем ждать еще более развернутого, достойно изданного большим тиражом, четвертого издания книги Б. Г. Иоганзена.

Профессор В. Н. Скалон.

СОДЕРЖАНИЕ

1 Коженкова З. П., Рутковская Н. В. Климат Томской области и его формирование	3
2 Рутковская Н. В., Окишева Л. Н. Распределение снежного покрова в лесной зоне Западно-Сибирской низменности	40
3 Попова К. И., Lupина Н. X. Условия формирования области наибольшей циклоничности над центральной частью Западно-Сибирской низменности летом	50
4 Бураков Д. А. О формировании летнего стока в таежной зоне Западно-Сибирской равнины	53
5 Крашенинников М. В. Норма и изменчивость годового стока рек Томской области	58
6 Земцов А. А. Тектонический фактор в развитии рельефа севера Западно-Сибирской низменности	66
7 Земцов А. А. К формированию рельефа центральной части Западно-Сибирской низменности	72
8 Орлов В. И. К методике составления карты динамики природы тайги Западной Сибири	86
9 Булатов В. И. Обзор опытов комплексного физико-географического районирования Западной Сибири	102
10 Малолетко А. М. Овраги нижнего Притоболья	110
11 Тронов В. М. Проблема снеговой границы	120
12 Окишев П. А. Об общности процесса сокращения ледников на Алтае	127
13 Фащевский Б. В. О температуре речных вод в горах Алтая	135
14 Иоганзен Б. Г. Принцип единства биотопа и биоценоза	142
15 Тюменцев Н. Ф. География и удобрение	155
16 Бураков Д. А. Некоторые особенности залегания снежного покрова в условиях Васюганья	164
17 Скалон В. Н. Рецензия на книгу проф. Б. Г. Иоганзена «Природа Томской области»	169

ВОПРОСЫ ГЕОГРАФИИ СИБИРИ

Томск, Изд. ТГУ, 1966 г., 172 с.

Редактор издательства **Л. Г. Мордовина**
 Технический редактор **А. С. Бобренко**
 Корректор **А. Е. Гирсова**

К300623. Сдано в набор 25/X-65 г. Подписано к печати 12/II-66 г.
 Формат 70×108¹/₁₆; печ. л. 10,75; усл. печ. л. 14,7; уч.-изд. л. 14,5+1 вклейка.
 Заказ 5960. Тираж 700 экз. Цена 1 руб. 02 коп.
 Томск, Издательство ТГУ, проспект Ленина, 34.

Областная типогр. № 1 Управления по печати, Томск, ул. Советская, 47.