АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А. Н. АФАНАСЬЕВ

КОЛЕБАНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ТЕРРИТОРИИ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

А. Н. АФАНАСЬЕВ

КОЛЕБАНИЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА ТЕРРИТОРИИ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1967

УДК 551.5

В монографии рассматриваются вопросы формирования циклических колебаний и изменений компонентов теплового и водного баланса на территории СССР.

Составлен долгосрочный прогноз многолетней тенденции изменения климата и гидрологического режима для значительной территории СССР.

Дано подробное описание колебания элементов водного баланса озера Байкал и составлены сверхдолгосрочные прогнозы о колебании уровней озера Байкал и Каспийского моря.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Б. В. ЗОНОВ

2-9-7
Бз. № 5-67

ВВЕДЕНИЕ

В метеорологии и гидрологии проблема изучения колебаний и изменений элементов климата и гидрологического режима занимает одно из ведущих мест. Выявление причин изменчивости и динамики этих элементов — необходимое условие для рациональной разработки ряда очень актуальных задач использования природных ресурсов страны. Поэтому в современной географической литературе исключительно большая роль отводится вопросу изучения динамики цикличности гидрометеорологического процесса.

Проблема исследования циклических колебаний и изменений элементов климата и гидрологического режима и причин, их определяющих, имеет давнюю историю. Как известно, ей посвящено значительное число отечественных и зарубежных исследований.

Впервые в 1752 г. на периодические изменения водоносности сибирских рек обратил внимание русский академик И. Г. Гмелин.

Начало же исследований по взаимосвязи природных явлений было положено в Германии в 30—50-х годах XIX столетия Дове и в 50-х годах в России К. С. Веселовским (1857). Оба они отрицали влияние солнечной активности на колебание климата. Позднее известный климатолог В. П. Кеппен (Köppen, 1914, 1918) установил обратную взаимосвязь между числами Вольфа и температурой воздуха, а также нашел 11-летний и вековой циклы в температуре экваториальных широт и Западной Европы. Он допускал возможность периодических колебаний климата по фазе, совершающихся одновременно на всем земном шаре, и объяснял причину этого явления влиянием солнечной активности.

Аббот и Фовль (Abbot, Fowl, 1908) и Мильке (Mielke, 1913) подтвердили результаты исследований Кеппена. В противоположность Кеппену, Е. Е. Федоров (1920) указал на реальность более или менее согласованного многолетнего хода солнечной активности и температуры воздуха. Клейтон (Clayton, 1923) отметил, что на земном шаре в целом изменение температуры имеет различное фазовое смещение относительно 11-летних циклов солнечной активности.

В России основы исследований по циклическим колебаниям изучаемых элементов были заложены в конце прошлого и начале текущего столетий А. И. Воейковым, В. В. Докучаевым, Е. В. Оппоковым, Л. С. Бергом, Э. А. Брикнером, Ю. М. Шокальским, В. Ю. Визе, А. А. Каминским и другими. Этот период был знаменателен открытием Э. А. Брикнера 35-летнего цикла увлажненности значительных пространств на земном шаре, подтвержденный Л. С. Бергом в колебаниях уровня озер Западной Сибири и Средней Азии. В это же время А. И. Воейков считал, что циклы не короче 60 лет, а, вероятно, значительно длиннее. М. А. Боголепов,

а затем и В. Б. Шостакович в колебаниях климата отмечали проявление тройного 11-летнего цикла солнечной активности В. Б. Шостакович также обнаружил циклы в 11, 5, 8 и 3,2 года.

Большая заслуга принадлежит В. Ю. Визе (1925), открывшему общую закономерность колебаний интенсивности атмосферной циркуляции. Он писал, что увеличение числа солнечных пятен влечет за собой усиление общей циркуляции атмосферы, а уменьшение — ослабление этой циркуляции. В дальнейшем это было подтверждено и развито в работах Б. М. Рубашова (1940), Г. Я. Вангенгейма (1948), Л. А. Вительса (1946а, 1948), И. В. Максимова (1954б), А. Я. Безруковой (1950, 1954), А. А. Гирса (1956), Н. А. Белинского (1957). Н. И. Тябина (1958), А. Л. Каца (1960), Н. К. Кононовой (1963) и других исследователей. В частности, Л. А. Вительс, А. Я. Безрукова и А. А. Гирс показали, что солнечная активность оказывает влияние не только на интенсивность, но и на тип атмосферной циркуляции. Позднее к аналогичному выводу пришли Н. И. Тябин и В. И. Егорова (1959). Более широкие исследования в данном направлении были проведены А. Л. Кацем (1960). В этих работах выражен общий единый взгляд, заключающийся в том, что в северном полушарии Земли эпохам с высоким уровнем солнечной активности соответствует повышение интенсивности общей циркуляции атмосферы, а эпохам с низким ее уровнем — понижение. В этих двух процессах был вскрыт взаимный соответственный ход вековой цикличности.

Л. А. Вительс (1946) первый обнаружил проявление 80—90-летнего солнечного цикла в колебаниях атмосферной циркуляции и указал, что это дает основание говорить и об аналогичной цикличности климата.

В последние годы большую роль в изучении колебаний климата и гидрологического режима сыграли советские ученые. Так, колебания элементов климата получили освещение в работах Л. А. Вительса, Е. С. Рубинштейн, Б. В. Алисова, А. В. Шнитникова, И. В. Максимова, А. А. Гирса, С. П. Хромова, О. А. Дроздова, Т. В. Покровской, Л. С. Петрова, А. Л. Каца и других. Колебания характеристик гидрологического режима отражены в исследованиях Б. Д. Зайкова, Л. К. Давыдова, А. В. Шнитникова, М. С. Эйгенсона, Б. А. Аполлова, М. И. Львовича, Д. Л. Соколовского, П. С. Кузина, Г. В. Андреянова, К. П. Воскресенского, Б. П. Панова, Т. Н. Кочуковой, А. Г. Ковзеля и других. В них рассматривается характер многолетних колебаний целого ряда элементов гидрометеорологического режима для отдельных эпох и зон на территории СССР, устанавливаются области с соответственными колебаниями и выясняется взаимоотношение и взаимозависимость с причинно-следственными явлениями. В этих работах больше внимания уделяется изучению внутривековых циклов повышенных и пониженных фаз относительно «нормы», нежели циклам высших порядков. Однако, если обратиться к сводке почти всех известных в настоящее время метеорологических и гидрологических циклов, помещенной в работе А. В. Шнитникова (1957), то можно заключить, что они изучены в пределах нашей страны недостаточно. Действительно, непосредственных данных о датировке этих циклов, динамике их изменения во времени и по территории пока мало. В этом отношении более подробно изучены колебания уровенного режима ряда озер, хотя по колебаниям температуры воздуха и речного стока исследований проведено больше.

Особо следует отметить исследования А. В. Шнитникова в области внутривековой изменчивости уровенного режима озер, который также значительно развил учение о цикле Брикнера. Что касается вековых циклов, то по этому вопросу имеется много качественных указаний о реальном их существовании. Непосредственных же работ, в которых бы определялось время наступления циклических границ и описывался характер их структуры, очень мало (Эйгенсон, 1946; Максимов, 1954; Вительс,

1963; Шульгин, 1963). В некоторых работах (Рубинштейн, 1946; Покровская, 1957; Эйгенсон, 1963; и др.) утверждается положение Л. С. Берга о тенденции сверхвековой цикличности температуры воздуха в отдельных районах территории СССР.

В настоящем исследовании показаны некоторые результаты изучения современных циклических колебаний основных элементов гидрометеорологического режима и характера их структуры во взаимодействии с солнечной активностью и процессами атмосферной циркуляции. Представляется, что в таком плане работа отражает комплексное направление исследований, которые были определены на первом Всесоюзном географическом съезде еще в 1933 г. академиком А. А. Григорьевым.

При комплексном изучении динамики циклических колебаний элементов климата и гидрологического режима возникает ряд трудностей.

Во-первых, еще не создана физическая теория колебаний основного внешнего космического источника — Солнца, вызывающего колебания во внешних геосферах Земли. Закономерности колебаний последних, как неоднократно отмечалось М. С. Эйгенсоном, также изучены недостаточно. Полученные же общие теоретические результаты о взаимодействии вертикальных изменений циркуляции между верхними (ионосфера) и нижними (тропосфера) слоями атмосферы (Ракипова, 1951, 1955; Эйгенсон, 1957б) и по теории муссонной циркуляции между океаном и материками (Шулейкин, 1937, 1949) пока находятся в стадии применения к циклическим колебаниям процессов атмосферной циркуляции.

Во-вторых, правильное комплексное решение задачи циклических колебаний возможно на основе достаточных знаний о компонентах теплового и водного баланса в региональном и более крупном масштабе. Однако в настоящее время еще далеко не все компоненты баланса одинаково исследованы. Если конкретно говорить о территории СССР, то к числу наиболее изученных составляющих теплового и водного баланса могут быть отнесены температура воздуха и речной сток. Данные по испарению и изменению запаса влаги на поверхности бассейнов с длительными рядами либо малочисленны и отражены для отдельных мест, либо вовсе отсутствуют.

Отсутствие или малое количество сведений о речных бассейнах в отношении осадков вносит условность при определении реальных их циклических границ и не позволяет оценить действительное взаимоотношение фаз относительно процессов атмосферной циркуляции, температуры воздуха и речного стока. Это имеет исключительно большое научное и практическое значение. Крайняя недостаточность наших знаний в области колебаний составляющей изменения запасов влаги в бассейнах лишает возможности охарактеризовать развитие процессов в формировании циклических фаз речного стока и его определяющих элементов. В исследовании основное внимание уделяется внутривековым и вековым циклическим колебаниям этих элементов, освещающих период непосредственных наблюдений на значительном пространстве территории СССР. Именно анализ этих колебаний на фоне больших территорий необходим для качественной и количественной оценки будущего их развития, в особенности на основе циклических фаз высших порядков.

В работе использованы материалы наблюдений гидрометеорологической сети СССР, опубликованные в ряде выпусков «Климатических справочников СССР», «Материалов по режиму рек СССР», «Гидрологических ежегодников», а также материалы, подготовленные к печати местными органами ГУГМС СССР. Привлечены также некоторые косвенные сведения, собранные автором в пределах бассейна оз. Байкал, позволившие оценить циклические колебания климата и гидрологического режима за прошлые эпохи. В качестве материалов, определяющих современные колебания главнейших элементов гидрометеорологического режима, исполь-

зованы опубликованные данные по солнечной активности и процессам атмосферной циркуляции.

Автор считает своим приятным долгом выразить сердечную благодарность доктору географ. наук Н. С. Кузину, кандидатам наук В. И. Астраханцеву, Л. А. Вительсу, И. С. Ломоносову и В. М. Сокольникову за ценные советы, сделанные при прочтении рукописи. Автор приносит свою благодарность лаборантам О. П. Мясоедову и Е. С. Дмитриевой, а также студентам Иркутского государственного университета им. А. А. Жданова В. А. Афанасьеву и С. П. Кирееву за помощь, оказанную при выполнении настоящей работы.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЦИКЛИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Глава I

ПРИНЦИПИАЛЬНАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ЦИКЛИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

В основу настоящей схемы положены труды выдающихся русских и советских, а также и зарубежных ученых, занимавшихся вопросами теплового и водного баланса земного шара или отдельных географических областей.

Основной предпосылкой предлагаемой схемы формирования циклических колебаний гидрометеорологических элементов являются солнечная радиация, вращение Земли или суточная и годовая ритмика суммарной радиации Солнца и процессы атмосферной циркуляции, определяющие соотношение компонентов теплового и водного баланса всего земного шара и отдельно взятой географической области (рис. 1).

Так, по признаку воздействия солнечной радиации на земные явления в первом грубом приближении можно принять в таком виде, что циклические колебания процессов атмосферной циркуляции определяются первой стадией развития цикличности, а температура воздуха и испарение — второй и третьей. Эти явления в сочетании с фактором вращения Земли и условиями подстилающей поверхности определяют динамику циклических колебаний и изменений атмосферных осадков. Последние могут быть отнесены к четвертой стадии развития, а речной сток — к пятой.

А. И. Воейков еще в конце прошлого столетия в своей замечательной монографии «Климаты земного шара, в особенности России» писал, что Солнце — единственный источник тепла, достаточно сильный для того, чтобы оказывать значительное влияние на температуру поверхности Земли и воздуха. С. И. Вавилов (1950) также отмечал, что солнечные пятна составляют важный фактор в жизни земной поверхности.

Как известно, Солнце — мерило тепловой энергии в пределах своей системы. С его состоянием связана определенная закономерность циклических колебаний с очень сложной их структурой. В этом смысле солнечная радиация служит главным фактором, воздействующим на поверхность земного шара, определяя циклические колебания природных элементов как в целом, так и конкретной ограниченной области.

Геоактивность солнечной радиации на Земле для годичного периода определяется следующим законом или уравнением теплового баланса:

$$Q - Ef = R = LE + P \pm B, \qquad (1)$$

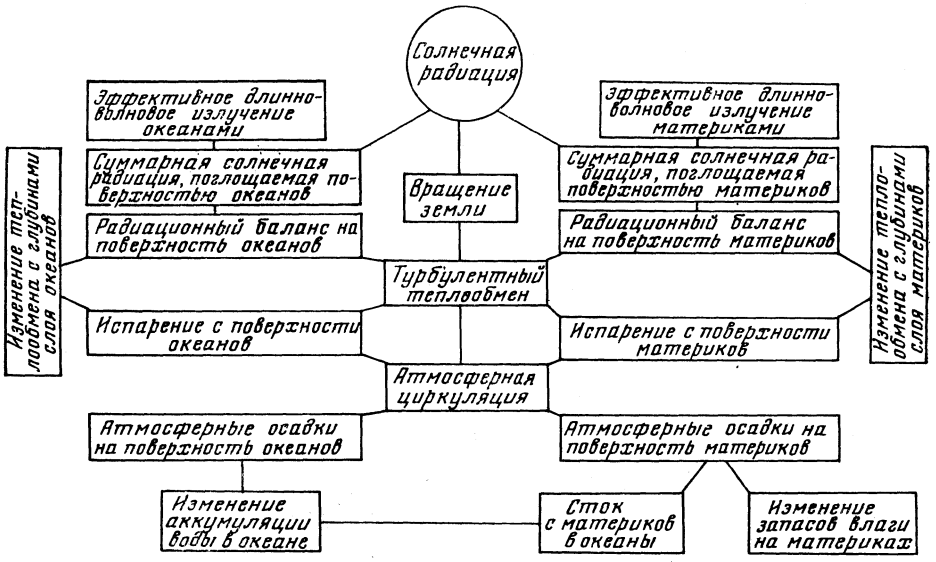

Рис. 1. Принципиальная схема формирования циклических колебаний и изменений компонентов теплового и водного баланса Земли

где Q — суммарная солнечная радиация, поглощаемая поверхностью Земли

Ff — эффективное длинноволновое излучение;

R — радиационный баланс;

LE — затраты тепла на испарение;

P — турбулентный теплообмен;

B — изменение теплообмена с глубинными слоями.

В тепловые годы изменение теплового баланса будет положительным, определяющим накопление тепла в океане и на материках, и обратно — в холодные годы.

Воздействие на земную поверхность суммарной солнечной радиации вызывает нагревание океанов и материков. Одна ее часть затрачивается на непрерывный процесс испарения с поверхности океанов и материков и на турбулентный теплообмен, или на нагревание атмосферы, другая — через лучеиспускание возвращается в мировое пространство. В зависимости от мощности радиации возникают условия изменения теплообмена с глубинным слоем. Однако роль этого слоя, по-видимому, заключается в некотором увеличении (когда он положителен) или уменьшении (когда он отрицателен) испарения и турбулентного теплообмена, в сравнении с главнейшими компонентами теплового баланса.

Так как океаны и материки представляют собой различную географическую среду, то интенсивность испарения с поверхности в первом случае по знаку больше, чем во втором. Естественно, это порождает неоднородность барического поля над ними, а в сочетании с фактором вращения Земли и циркуляцию воздуха. Скорость атмосферной циркуляции определяется через радиационный баланс изменением градиента барического поля и вращением Земли. По мнению Р. Ф. Усманова (1961), вращение Земли оказывает решающее воздействие на формирование процессов, совершающихся в атмосфере и гидросфере земного шара.

Эти динамические процессы обусловливают круговорот воды на земном шаре. Для годичного периода он определяется следующими уравнениями водного баланса:

$$Z_0 = X_0 + Y_0 \pm W_0, \qquad (2)$$

$$Z_M = X_M - Y_M \pm W_M, \quad (3)$$

где Z_0 — годовое испарение с поверхности океана;

X_0 — годовое количество атмосферных осадков на поверхности океана;

Y_0 — годовой речной сток в океан;

W_0 — изменение аккумуляции воды в океане;

$Z_м$ — годовое испарение с поверхности материков;

$X_м$ — годовое количество атмосферных осадков на поверхности материков;

$Y_м$ — годовой речной сток с материков;

$W_м$ — изменение запасов влаги на материках.

Из уравнений видно, что одна часть испаряющейся с поверхности океана влаги выпадает непосредственно в ее пределах, другая — процессами атмосферной циркуляции переносится на материки, где также частично выпадает. Поступившие на поверхность материков атмосферные осадки частью испаряются, стекают по речным системам в океан и, просачиваясь в грунты, оказывают влияние на изменение запасов влаги на материках. Очевидно, что во влажные годы запас влаги будет иметь положительный знак, поскольку часть атмосферных осадков пойдет на пополнение подземных вод материков, тогда как аккумуляция воды в океане будет иметь отрицательный знак, так как часть речного стока не успеет достигнуть океана. Обратным этот процесс будет в сухие годы.

Для конкретной географической области и годичного периода формирование циклических колебаний гидрометеорологических элементов определяется переносом части влаги, испаряющейся с поверхности океана, а также материков (если эта область, по крайней мере, второго порядка в отношении внутреннего влагооборота) и частичной ее конденсацией. Следовательно, в данном случае на формирование указанных элементов влияние оказывает географическое положение бассейна.

Представляется, что количественная оценка циклических колебаний гидрометеорологических элементов для исследуемой территории определяется не только мощностью господствующего переноса воздушных масс, но и ее орографическим строением. В самом деле, если воспользоваться схемой внутриматерикового влагообмена И. И. Касаткина (1932), в справедливости которой не приходится сомневаться, и принимая во внимание, что господствующий перенос воздушных масс для изучаемой территории имеет во все сезоны года северо-западное направление, то по этой схеме активность влажных ветров или атмосферных осадков по мере продвижения в глубь материка должна ослабевать. Однако такого положения не наблюдается. Наоборот, на всем пространстве северной половины Евразийского материка в направлении с запада на восток весьма отчетливо перемежаются области с повышенным и пониженным речным стоком. Действительно, часть материка, тяготеющего к Северному Ледовитому океану, представляет область устойчивого повышенного стока, вероятно, за счет первичного внутреннего влагооборота и горных поднятий (Уральские горы и материк, прилегающий к Карскому морю).

Модули стока уменьшаются в юго-восточном направлении, достигая минимума на юге Средне-Сибирской возвышенности. Причина падения стока в этой области объясняется постепенным ее удалением от океанического влияния, а также более или менее спокойным, хотя и несколько возвышенным рельефом. К югу находится область повышенного стока, приуроченная к Байкальскому нагорью. На ней основные орографические единицы расположены параллельно друг другу и простираются преимущественно с юго-запада на северо-восток, а господствующие влагоносные воздушные потоки направлены перпендикулярно хребтам. Поэтому не только наветренные северо-западные склоны их, но и подветренные (кроме глубоких межгорных тектонических котловин Селенгинской Даурии) увлажняются значительно больше по сравнению с областью Байкальского

нагорья. Здесь проявляется роль конденсации водяного пара, с сильным воздействием системы горных поднятий в период прохождения воздушных масс. В результате для северо-западных склонов характерны повышенные атмосферные осадки. На юго-восточных склонах в холодный период осадки формируются исключительно за счет вторжения арктических воздушных масс, а в теплый — в основном за счет западно-восточного переноса.

Итак, рельеф является количественным и качественным фактором, с одной стороны, увеличивающим увлажненность территории, а с другой — уменьшающим ее изменчивость (точнее размах колебаний) по мере изменения широтной зональности и вертикальной поясности.

Дальнейшее формирование циклических колебаний гидрометеорологических элементов на исследуемой территории связано с изменением компонентов водного баланса, которые зависят от колебаний солнечной активности и атмосферной циркуляции. Применительно к речным бассейнам и для годичного периода уравнение водного баланса может быть записано в следующем виде

$$X = Y + Z \pm U \pm W \pm I, \tag{4}$$

где X — сумма годовых атмосферных осадков и конденсации водяных паров из атмосферы на поверхность бассейна;

Y — годовой сток воды с бассейна;

Z — годовое испарение с поверхности бассейна;

U — изменение запаса влаги в бассейне, в частности, изменение запасов влаги на поверхности бассейна (вода и снег) и внутри его (подземные воды);

W — периферийный приток или отток поверхностных вод в бассейн;

I — периферийный приток или отток подземных вод в бассейн.

Для подавляющего большинства исследуемых нами бассейнов членами W и I можно пренебречь, поскольку строение поверхности и геологические условия очень мало на них отражаются.

Циклические колебания процессов атмосферной циркуляции, связанные с солнечной активностью и находящиеся в тесном взаимодействии с подстилающей поверхностью бассейнов, определяют характер циклических колебаний атмосферных осадков. Выпавшие на поверхность бассейна атмосферные осадки, благодаря преобладанию в годовом разрезе положительных значений разности упругости пара и движения воздуха, частично расходуются на испарение, частично пополняют запасы влаги бассейна инфильтрацией в почво-грунты. Эти три составляющие водного баланса (осадки, испарение и инфильтрация) определяют колебания речного стока в бассейне.

Интенсивность испарения с поверхности речных бассейнов оказывает сильное влияние на изменение запасов влаги в них. Колебания речного стока во времени испытывают трансформацию относительно колебаний атмосферных осадков, и между ними обычно не наблюдается прямой взаимосвязи (в особенности для зон недостаточного и умеренного увлажнения). Трансформация стока происходит в конце формирования цикла осадков, причем получается несовпадение во времени циклических фаз в этих элементах (в зависимости от природных условий данного бассейна, характера и длительности влажных и засушливых лет).

Циклические колебания и изменения уровня воды озер в разные годы обусловливаются различными величинами приходной и расходной частей их водного баланса. Точнее, они также связаны с колебанием годовых величин аккумуляции воды в озере.

Таким образом, рассматриваемая схема с определенной последовательностью раскрывает механизм воздействия солнечной радиации на формирование циклических колебаний гидрометеорологических элементов. Поэ-

тому циклические колебания элементов климата бывают исключительно гелиодиркуляционного происхождения, а циклические колебания элементов гидрологического режима — гелиоземного.

Сейчас решается проблема происхождения циклических колебаний земных явлений. Так, исследования Л. Р. Ракиповой (1951, 1955) дают основание утверждать, что колебания солнечной активности оказывают первоначальное воздействие на колебания тропосферы через верхние слои земной атмосферы. Однако в настоящее время никем не отрицается и тот факт, что солнечная активность непосредственно пронизывает внешние геосферы и тем самым нагревает поверхность земной коры. Например, М. С. Эйгенсон (1963) писал, что оболочка верхней атмосферы оказывается самой ближайшей к Солнцу и наиболее отдалена от тепловых эффектов нагреваемой Солнцем твердой земной поверхности. Поэтому можно считать, что формирование колебаний температурного режима в приземном слое и процессов, от него зависящих, определяется в результате совместного воздействия солнечной радиации и общей циркуляции атмосферы.

Высокие слои земной атмосферы, по-видимому, оказывают меньшее влияние на колебания термического режима приземного слоя, чем ее нижние слои. Особенно это влияние заметно проявляется при циклоническом состоянии, когда температура воздуха испытывает резкие колебания в различные сезоны года.

Что касается изменчивости гидрометеорологических элементов большой длительности, порядка внутривековых и вековых циклов, то она связана с наложением различных колебательных звеньев процессов атмосферной циркуляции. Вероятно, роль таких циклов заключается не только в колебаниях оболочки верхней атмосферы Земли, но и, по сообщению В. И. Красовского (1965), во взаимосвязи между процессами верхней атмосферы и межпланетным пространством.

Различный эффект нагревания солнечной радиацией океанов и материков Земли, а следовательно, и возникающий на них контраст температуры, определяют динамику движения воздушных масс между отдельными географическими областями и полушариями нашей планеты. На основе инструментальных наблюдений представилось возможным доказать, что в период векового роста солнечной активности наблюдается усиление циклонической деятельности, а в период падения этой активности — ослабление ее. К числу этих исследований могут быть отнесены работы Л. А. Вительса (1948), Е. С. Рубинштейн (1956), А. А. Гирса (1956), Н. А. Белинского (1957), Н. И. Тябина (1958), А. Л. Каца (1960), М. С. Эйгенсона (1963) и др. В этих работах отмечается, что следствием современного изменения климата являются изменения циркуляционных процессов, определяемых колебаниями солнечной активности.

Д. Л. Соколовский (1952) считает, что колебания речного стока и уровенного режима озер определяются аритмичной пульсацией осадков и температуры воздуха и, в конечном счете, энергией солнечной радиации.

И. В. Максимов (1954б) пришел к заключению, что изменение климата и ледовитости северной части Атлантического океана в текущем столетии вызвано совпадением вековой фазы колебаний солнечной активности с 250-летней фазой колебаний скорости вращения Земли.

М. С. Эйгенсон также неоднократно высказывался о заметном изменении климата в сторону неизменного потепления в течение всего текущего столетия в северном полушарии, в частности, Арктике, Европе и Сибири, вызванного исключительно интенсивным повышением векового уровня солнечной активности.

А. В. Шнитников (1957) развивает в последние годы точку зрения о том, что первичное воздействие на формирование режима климата принадлежит приливообразующей силе, вторичное — солнечной активности.

Глава II

СПОСОБЫ ОЦЕНКИ ЦИКЛИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИРОДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

В настоящее время для оценки циклических колебаний и изменений гидрометеорологических элементов во времени и по территории весьма широко применяются следующие три способа: хронологический график, скользящая n-летняя средняя кривая и разностная интегральная кривая. В исследованиях последних лет находят применение более сложные статистические методы — гармонический анализ (периодограмма Шустера), корреляционная функция и др.

Обычный хронологический график среднегодовых (или иных характеристик) значений элементов, как справедливо замечают Л. К. Давыдов (1947) и В. Г. Андреянов (1959), затрудняет подметить целый ряд важнейших сторон в закономерностях циклических колебаний, поскольку последние обладают значительными вариациями. Действительно, представление на таком графике данных не дает возможности с нужной точностью определять реальные эпохи максимумов и минимумов, в особенности во внутривековых и вековых циклических колебаниях, а также выяснить качественную и количественную тенденцию их изменения.

Способ скользящих n-летних средних кривых (например, 3-, 5-, 10- и 15-летних) был впервые предложен в 1896 г. П. Шрайбером и им же использован для оценки колебаний некоторых элементов климата. На протяжении более полувека этот способ получил очень широкое распространение в отечественной и зарубежной литературе (применительно к анализу многолетнего хода и оценки циклических колебаний различных природных элементов). Между тем в отношении его использования среди исследователей существуют различные мнения.

Е. С. Рубинштейн (1956), исследуя изменение климата на территории СССР, отметила, что метод скользящих средних позволяет полностью или частично погасить волны сравнительно коротких колебаний и выявить колебания длительностью большей, чем период осреднения.

В. Г. Андреянов (1959), изучая проблему циклических колебаний годового речного стока, на примере данных по солнечной активности за период 1749—1960 гг., показал, что скользящие n-летние средние значения чисел Вольфа дают смещение циклических фаз во времени относительно реальных их границ на величину, зависящую от принятого периода осреднения.

А. Я. Безрукова (1950), используя для оценки вековых колебаний солнечной активности скользящую кривую 10-летних сумм среднегодовых чисел Вольфа, полагала, что такое осреднение практически исключает 11-летнюю цикличность. В результате для векового цикла XIX столетия она получила сложный и неопределенный минимум цикла, эпоху которого трудно установить.

Скользящие средние кривые действительно являются ограничительным средством при проведении указанного анализа. Эти кривые не только смещают реальные фазы в циклическом процессе, но и искажают характер его структуры. Осредненные же на этой основе данные природных элементов, как отмечал М. С. Эйгенсон (1963) в отношении некоторых разделов работы Н. А. Белинского (1957), снижают результаты исследований при установлении взаимозависимостей.

Способ разностной интегральной кривой для оценки циклических колебаний многих явлений природы в отечественной печати отмечен несколько раньше, чем в зарубежной. Так, впервые он был предложен В. Г. Глушковым. Затем им воспользовался в 1935 г. Б. А. Аполлов при исследовании проблемы водного баланса Каспийского моря. В 1940 г. разностная интегральная кривая была применена Б. Д. Зайковым для анализа многолетних колебаний стока в верхней части бассейна Камы. В последнее десятилетие этот способ получил в нашей стране значительное усовершенствование в исследованиях А. В. Шнитникова (1950), А. В. Агупова (1960), К. П. Воскресенского (1962) и в особенности В. Г. Андрианова (1957, 1959), предложившего производить сопоставительный анализ разнородного материала на основе нормированных разностных интегральных кривых модульных коэффициентов.

Способ вычисления разностной интегральной кривой заключается в том, что сначала для данного ряда наблюдений выполняется вычисление модульных коэффициентов $K = \frac{M_i}{M_{ср}}$, затем определяются их отклонения от середины $K - 1$ и, наконец, производится построение интегральной кривой путем последовательного суммирования этих отклонений по выражению $\sum_{1}^{i} (K-1) = f(t)$. Таким образом, разностная интегральная кривая представляет собой нарастающую сумму отклонений модульных коэффициентов от среднемноголетнего значения ряда на конец каждого M_i года.

Положительные значения отклонений модульных коэффициентов при суммировании за интервал времени дают наклон разностной интегральной кривой вверх относительно горизонтальной линии, а отрицательные их значения — наклон кривой вниз. Первый участок кривой обычно относят к многоводной фазе цикла, а второй — к маловодной (например, при оценке циклических колебаний речного стока).

Статистические методы, относящиеся к числу гармонического анализа (Брукс, Карузерс, 1963), сложны и не лишены принципиальных недостатков (Эйгенсон, 1963, стр. 167—168). Следует отметить, что метод корреляционных функций использован в недавно изданной монографии И. П. Дружинина, З. П. Коноваленко, В. П. Кукушкиной, Н. В. Хамьяковой (1966). Из-за сложности спектра в колебаниях природных явлений, этот метод позволяет выделить основные гармоники лишь по продолжительности периода и с невысокой точностью.

В настоящем исследовании изучается характер полного циклического процесса во взаимозависимости с различными природными элементами. Как известно, космические или внешние (солнечная активность) и земные или внутренние явления испытывают различного порядка циклические колебания. Процесс этот неоднороден и очень сложен, поскольку взаимосвязанные фазы составляющих теплового и водного баланса в конкретных природных условиях разнятся по характеру и не совпадают во времени. Вместе с тем последовательное рассмотрение именно полных циклов этих составляющих баланса с современных позиций представляет определенный интерес.

В работе рассматриваются колебания применительно к полному циклическому процессу, представляющему полную фазу цикла, охватывающую

всю ветвь роста и всю ветвь спада. Заметим, что аналогичное определение полного цикла принимается уже давно в гелиофизической литературе к колебаниям солнечной активности. В гидрологической литературе, в связи с определением расчетной «нормы» речного стока, имеются также некоторые указания по вопросу как учета циклических колебаний при ее расчете, так и определения понятия о «замкнутом» цикле. Однако неверное толкование, в особенности последнего, заставляет нас кратко на нем остановиться.

До недавнего времени под «нормой» подразумевался средний годовой речной сток за многолетний период, причем степень точности ее в практике гидрологических расчетов часто определялась по рекомендованной Б. Д. Зайковым и С. Ю. Белинковым (1936) формуле средней квадратичной ошибки.

На III Всесоюзном гидрологическом съезде коллективом авторов ГГИ в 1957 г. было предложено более расширенное определение нормы стока. Норма стока — средняя величина стока реки за многолетний период, включающий одинаковое число полных многоводных и маловодных гидрологических циклов — является основной устойчивой характеристики стока для современных климатических и других физико-географических условий речного бассейна.

Эта формулировка «нормы» стока лишь частично улучшает существовавшую до нее, так как в ней не учитывается тенденция многолетней изменчивости и не дается указания о циклических порядках речного стока. Выделенные нами в ней слова, по-видимому, свидетельствуют о включении для расчета «нормы» стока частей или синусоид внутривековых циклов, получаемых на основе разностной интегральной кривой. Но такой расчет как увидим ниже, не учитывает развития полного циклического процесса.

А. В. Агупов (1956, 1960) предложил определять «норму» речного стока по способу подбора «замкнутых» циклов водности реки. Под этими циклами он понимает период, в пределах которого дефицит стока в маловодные циклы лет полностью компенсируется избытком стока в многоводные циклы. Для выявления этого периода А. В. Агупов использует разностную интегральную кривую. В частности, на примере многолетних данных о стоке р. Ангары А. В. Агупов установил, что «дефицит стока в маловодном цикле (1910—1930 гг.) полностью компенсируется избытком стока в многоводном цикле (1931—1940 гг.). Небольшой недостаток стока в 1943—1947 гг. восстанавливается в последующие пять многоводных лет 1948—1952 гг. и т. д., и средняя величина стока за эти периоды (с 1910 по 1940 и 1943 по 1952 гг.) равна нулю» (Агупов, 1960, стр. 11).

На этом основании А. В. Агупов считает, что «... для оценки точности вычисления нормы стока необходимо ввести критерий для выбора расчетного периода лет, в пределах которого средние условия стока в бассейне реки, а следовательно и норма стока, являются неизменными» (Агупов 1960, стр. 7).

Оценка стока по способу подбора «замкнутых» циклов водности реки (рис. 2) показывает, что компенсация стока, по А. В. Агупову, достигается на основе выбора из многолетнего хода стока произвольных, не связанных между собой отдельных частей ветвей внутривековых и второстепенных циклов. Это обстоятельство, естественно, не дает «норме» стока физического обоснования, ибо сложение указанных ветвей разных знаков — преднамеренная субъективная операция, в процессе которой пренебрегают сущностью общего развития природного процесса. Утрачивается всякий смысл предлагаемого способа подбора «замкнутых» циклов водности реки для определения понятия и расчета «нормы» стока, а также и критерия для оценки точности ее вычисления.

В своих работах А. В. Агупов также показывает, что фактическая ошибка «нормы» стока в некоторых случаях возрастает с увеличением периода наблюдений. В качестве примера он приводит сравнительные расчетные данные по теоретической и фактической ошибкам «нормы» стока для рек Волги (Волгоград) и Оки (Горбатов) за период 1910—1952 гг. для различных нарастающих календарных интервалов времени.

Однако в подобных ошибках «нормы» стока нет совершенно ничего удивительного, поскольку А. В. Агупов использовал данные по стоку, относящиеся к ветви падения векового цикла. Это хорошо видно из приведенных в его же работе (1960) интегральных кривых стока, указывающих на общее падение стока для Волги с 1929 г. и для Оки с 1932 г. Обычно увеличение амплитуды колебаний стока, как и другого элемента, с увеличением длительности ряда влечет за собой возрастание фактической ошибки в вычислении «нормы» стока. Но ведь теоретическая ошибка «нормы» в подобных условиях тоже возрастает вместе с увеличением коэффициента вариации и длительности ряда даже в порядке прибавления внутривековых циклов.

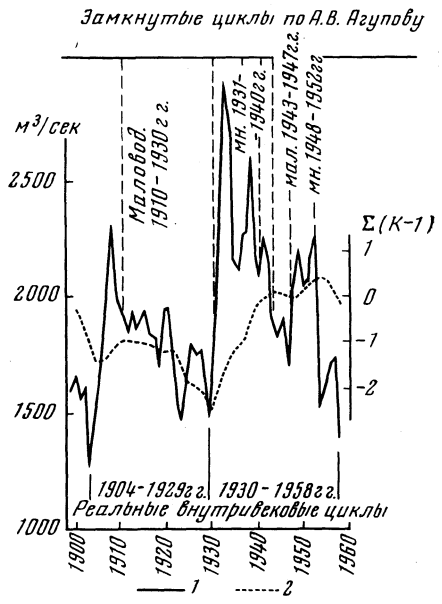

Рис. 2. Сопоставление реальных полных внутривековых циклов стока р. Ангары у с. Пашки с замкнутыми циклами по А. В. Агупову

1 — хронологический график колебаний расходов воды; *2* — интегральная кривая расходов воды

В. Г. Андреянов (1959, стр. 43) дает следующее определение понятия «норма» стока: «Нормой годового стока за прошедшее время называется среднемноголетнее значение годового стока, определяемое, по имеющимся на опорных пунктах длинным (60—70 лет и более), непрерывным и однородным рядом с учетом циклических колебаний». Мы не разделяем эту формулировку в части определения понятия «норма» годового стока. Дело в том, что 60—70-летние ряды в большинстве своем отражают в пределах исследуемой территории ограниченное число внутривековых циклов, которые всегда будут находиться в различных фазах вековой изменчивости, завышая или занижая среднемноголетнее значение годового стока и, следовательно, не определяя его устойчивого положения. Примером тому могут служить вычисленные нами, путем последовательного добавления внутривековых циклов, среднемноголетние значения уровня Байкала. Одновременно считаем весьма своевременным и объективным формулировку проектной «нормы» годового стока в указанном исследовании В. Г. Андреянова.

Н. Т. Кузнецов и И. С. Соседов (1960, стр. 52) считают, что «... для многолетних характеристик стока, когда неизвестно, являются ли циклы водоносности «замкнутыми» (кавычки.— *А. А.*), следует прибегать к возможно более длительному ряду». Бесспорно, что учет продолжительности ряда и циклических колебаний при определении «нормы» стока с необходимой для целей расчета точностью не может встретить возражений. Однако упомянутые предположения представляются нам лишь общими. Дело в том, что в них отсутствует критерий сравнения качественных и количественных характеристик каждого индивидуального цикла относительно среднемноголетнего ряда. Введение такой сравнимости, на-

ряду с вычисленными ошибками «нормы», позволило бы в лучшей мере оценить условия закономерных циклических колебаний водоносности за прошлые эпохи, на фоне общих ее колебаний и изменений во времени и по территории.

При определении погрешности «нормы» необходимо сочетать развитие циклического процесса и использование методов математической статистики. Последние нельзя рассматривать, как это делают некоторые исследователи, с позиций субъективизма, ибо определение «нормы» стока или другого элемента за тот или иной интервал времени, отклонение от нее любого члена и суммарное накопление этих отклонений есть прием чисто математический.

Из изложенного следует, что в вопросе определения понятия «норма» стока еще отсутствует единое мнение и что в гидрологической литературе последних лет он стал приобретать дискуссионный характер.

Теперь неопровержимо доказано, что в колебаниях солнечной активности найдены полные циклы высших и низших порядков. Можно считать совершенно установленным факт существования аналогичных циклов во многих гидрометеорологических процессах, но только с той существенной разницей, что фазы последних имеют иной характер структуры, определяемой воздействием наземных условий.

Следовательно «норму» стока в гидрометеорологических элементах необходимо рассматривать с точки зрения закономерных многолетних циклических колебаний, выделяя в них вековые, внутривековые, малые или второстепенные циклы.

Такие цикловые порядки имеют большое научное и практическое значение, поскольку они позволяют закреплять тот или иной реальный цикл в смысле его среднего или реперного положения во времени и в пространстве. На этой основе можно также количественно и качественно оценить характер структуры относительно предыдущих эпох и сделать выводы о будущем ее развития.

Для выделения вышеупомянутых циклов оказалось небезынтересным применить способ средней арифметической, представляющей частное от деления суммы значений признака $X_1+X_2+\ldots+X_n=\Sigma X$ на число элементов совокупности n или $\Sigma X/n$. Выражение это может быть названо индексом среднего (годового, сезонного и др.) значения того или иного изучаемого элемента за тот или иной полный циклический процесс. В зависимости от порядка циклов в таком процессе, введем для них следующие обозначения индексов среднегодового значения элемента: 1) для малого или второстепенного цикла $\Sigma X_м/n$, 2) для внутривекового цикла $\Sigma X_{вн}/n$ и 3) для векового цикла $\Sigma X_в/n$. Последние могут быть также выражены в модульных коэффициентах $\Sigma K/n$ или в отклонениях их от середины $\frac{\Sigma \pm (K-1)}{n}$. Каждый такой цикл на фоне многолетнего хода обладает определенными количественными и качественными свойствами — средним значением, продолжительностью, интенсивностью роста и спада, характером структуры. Самые же индексы служат реальными показателями или «реперами», позволяющими определять направленность того или иного циклического явления. Малый цикл в природных явлениях определяется непосредственно из данных наблюдений.

Основное назначение индекса $\Sigma X_м/n$ состоит в погашении волн малых циклических колебаний и выявлении внутривековых циклов. Полученная кривая на основе этого индекса, в отношении приближения характера структуры полного внутривекового циклического процесса, сохраняет смысл осреднения и дает возможность отчетливо прослеживать максимумы и минимумы, фазы развития роста и спада и границы на фоне многолетнего хода исследуемых элементов (рис. 3а). В частности, границы между полными внутривековыми циклами определяются по времени окончания фазы спада наименьшей мощности индекса $\Sigma X_м/n$.

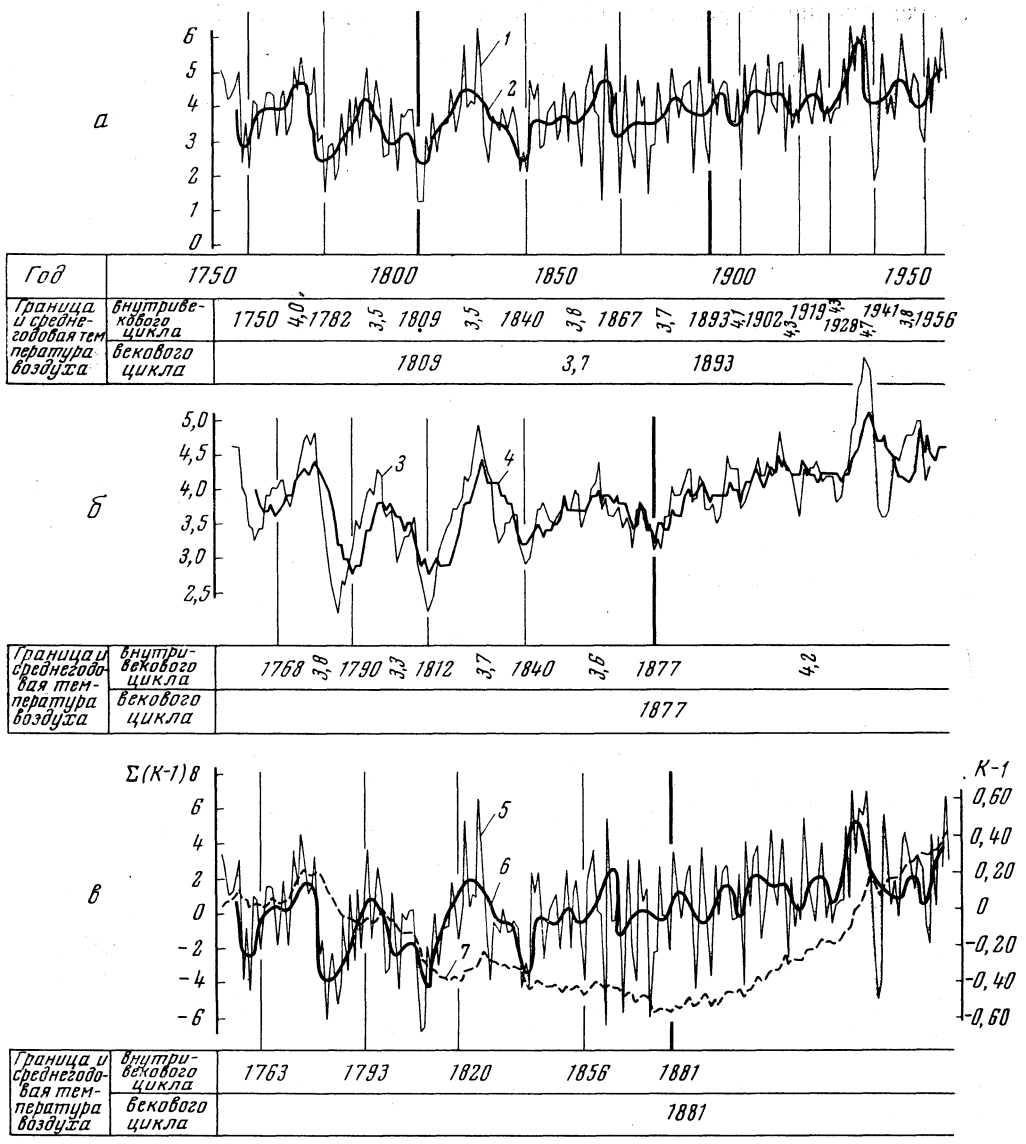

Рис. 3. Сопоставление многолетнего хода индекса $\Sigma t_м/n$ среднегодовой температуры воздуха по Ленинграду (*а*) с хронологическим графиком осредненных по скользящим n-летним (*б*) и разностной интегральной кривой (*в*) за период 1743—1962 гг.

1—хронологический график среднегодовой температуры; *2* — индекс $\Sigma t_м/n$; *3* — хронологический график по скользящим 5-летним среднегодовой температуры; *4* — то же по 11-летним; *5* — хронологический график среднегодовых отклонений температуры от середины; *6* — индекс $\Sigma \pm (K - 1)_м/n$; *7* — разностная интегральная кривая в модульных коэффициентах

Что касается вопроса оценки вековых циклов в названных элементах, то необходимо отметить, что в литературе, несмотря на признание этого чрезвычайно интересного во всех отношениях явления, подобных попыток пока предпринималось недостаточно.

Вековой цикл в гидрометеорологических элементах нами определяется на основании индекса $\Sigma X_{вн}/n$. Последний, как и вышеприведенные, яв-

ляется вполне репрезентативным в отношении устойчивой суммарной характеристики, так как с его помощью весьма хорошо обрисовывается многолетний ход в этих элементах. Обобщение результатов в таком виде позволяет легко выделить максимальные, минимальные и промежуточные индексы в разрезе вековой изменчивости. Так, индексы с наибольшей и наименьшей средней мощностью определяют вершины и впадины вековых циклов элементов, конечно, если такая изменчивость проявляется в природных условиях данного района. Расположение во времени наибольшей величины индекса $\Sigma X_{вн}/n$ отражает характер структуры векового цикла. По наименьшим же величинам индексов, по времени окончания ветви их спада, устанавливается дата окончания предыдущего и дата начала последующего вековых циклов, а также и их продолжительность. Промежуточные значения индексов $\frac{\Sigma_{вн}}{n}$, в сочетании с аналогичными экстремальными, являются частями ветвей повышения и понижения вековых циклов.

На основе этих индексов нами предлагается схема динамики циклических колебаний и изменений для температуры воздуха атмосферных осадков, речного стока и т. д. (рис. 4). Из схемы хорошо видно, что циклические колебания проявляются в малых или второстепенных, внутривековых, вековых, а по другим материалам, приводимым в работе, и в сверхвековых циклах. Малые циклы совершаются на фоне внутривековых изменений, внутривековые — очерчивают вековую фазу, вековые — характеризуют многовековую изменчивость элемента. Продолжительность этих циклов обычно не остается постоянной, изменяется тем больше, чем меньше их порядок. Данная схема указывает на возможность определения с достаточной степенью точности, при современном состоянии гидрометеорологической изученности, вышеназванных характеристик внутривековых и вековых циклов. Впервые эта методика была предложена автором в 1961 г. и успешно применена к исследованию проблемы формирования вековых циклов солнечной активности.

Процесс их колебаний зависит как от естественных факторов, так и от деятельности человека, преобразующего природу. Особенно ярко это проявляется в изменчивости речного стока. Естественно поэтому, что при изучении циклических колебаний возникает вопрос об учете антропогенных условий, которые должны получать количественную оценку.

На рис. 3 для сравнения представлено три графика многолетнего хода температуры воздуха по метеорологической станции Ленинград, полученных способом средней арифметической для индекса $\Sigma X_м/n$ (в сочетании с календарным графиком) (см. рис. 3 *а*), скользящей 5- и 11-летней средней (рис. 3 *б*) и разностной интегральной кривой, в сочетании с календарным графиком отклонений модульных коэффициентов $K-1$ и индексом $\frac{\Sigma \pm (K-1)}{n}$ (рис. 3 *в*). Датировка границ внутривековых и вековых циклов помещена под рисунком соответственно рассматриваемым способам. В том же месте даны значения индексов $\Sigma t_{вн}/n$ и $\Sigma t_в/n$. Как видно, индекс $\Sigma t_м/n$ довольно наглядно характеризует внутривековую изменчивость температуры воздуха, а индексы $\Sigma t_{вн}/n$ и $\Sigma t_в/n$ — вековую и сверхвековую. Поэтому при совместном применении обычного календарного графика и индексов средней мощности (см. рис. 3 *а*) можно принципиально решить задачу по выделению циклов разных порядков и дать возможность более или менее объективно проследить характер их структуры.

Результаты обобщения индексов для рассматриваемых элементов климата и гидрологического режима, обладающих наиболее длительными наблюдениями в пунктах территории СССР, а также и причин их обусловливающих, приводятся в соответствующих главах этой работы.

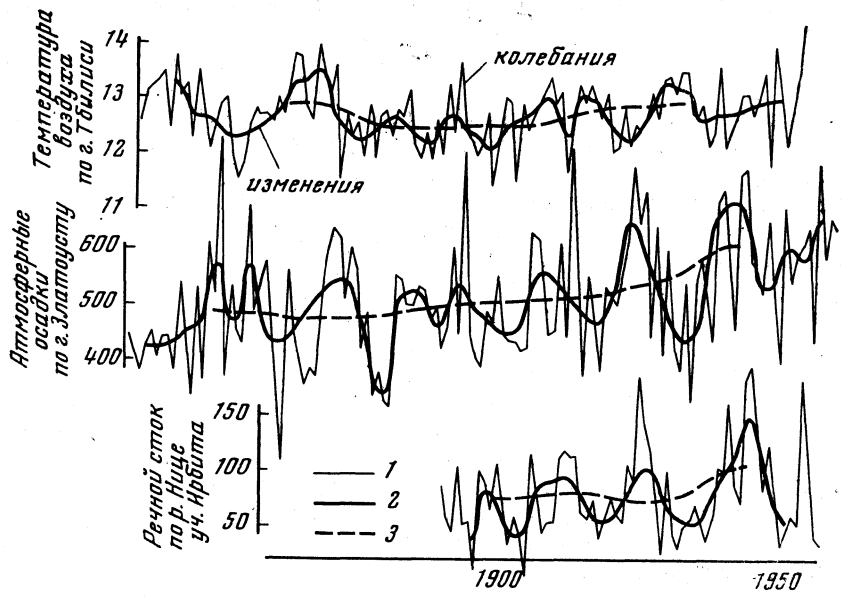

Рис. 4. Схема динамики колебаний и изменений некоторых основных гидрометеорологических факторов

1 — хронологические графики среднегодовых значений факторов; *2* — многолетний ход индекса $\Sigma X_м/n$ температуры воздуха, атмосферных осадков и речного стока; *3*—то же, индекса $\Sigma X_{вн}/n$

Сопоставление кривой, построеннной по индексу $\Sigma t_м/n$ (см. рис. 3 *а*), с кривыми, построенными по скользящим средним (см. рис. 3 *б*), со всей отчетливостью показывает, что в максимальных и минимальных среднегодовых значениях температуры воздуха Ленинграда, равно как и для границ и фаз внутривековых циклов, наблюдается явный сдвиг, как правило, в сторону запаздывания относительно первой кривой. Величина этого сдвига определяется в зависимости от разнообразия характера крутизны роста и спада во внутривековых циклах, их продолжительности и амплитуды колебаний и тем больше, чем скользящая n-летняя длиннее оптимальной общей продолжительности этих циклов, и наоборот. Для скользящей 5-летней средней температуры Ленинграда сдвиг во внутривековых циклах составляет до 4 лет относительной кривой, построенной по индексу $\Sigma t_м/n$, и для скользящей 11-летней средней — до 10 лет. Для большого сдвига границ характерна слабая выраженность циклов, для малого — интенсивность развития процесса. Однако с уменьшением периода осреднения сдвиг в границах и фазах циклов уменьшается, и, наоборот, с увеличением периода осреднения он увеличивается. По этой причине полученный способом скользящих средних кривых характер внутривековой изменчивости того или иного исследуемого элемента не отражает реальной природной картины, а лишь затушевывает ее.

Вот почему П. С. Костин (1960) для центральной части Русской равнины в скользящих 5-летних средних кривых прироста колец деревьев нашел 6—16-летние внутривековые циклы, а в их 15-летних средних — 30- и 60-летние циклы. Заметим, что 60-летний цикл в природных явлениях пока не установлен.

Применение способа скользящей средней кривой для анализа внутривековой цикличности вызывает еще большую условность в тех случаях, когда наблюдается вековая изменчивость в элементах. Например, подобное явление характерно для многолетнего хода температуры Ленинграда, в котором 11-летние средние внутривековые циклы, начиная с 1877 г.,

почти или вовсе утрачиваются, тогда как применение индекса $\Sigma t_м/n$ отражает их вполне четко (см. рис. 3 *а* и 3 *б*). При различной интенсивности ветвей роста и спада вызывается значительный сдвиг границ вековых циклов.

Индексы $\Sigma t_{вн}/n$ температуры по Ленинграду (рис. 3 *а* и 3 *б*) указывают на вековую (границы циклов соответствуют 1809 и 1893 гг.), а с 1783 г. и сверхвековую цикличность. Правда, последняя нарушается лишь небольшим понижением температуры в цикле 1868—1893 гг. Скользящая же 11-летняя средняя кривая определяет границу векового минимума температуры в 1878 г.

Таким образом, подтверждается правильность вышеприведенных результатов исследований А. Я. Безруковой и В. Г. Андреянова в отношении применения способа скользящих n-летних средних к оценке циклических колебаний и изменений природных элементов.

Мы вовсе не склонны полностью отрицать применение способа скользящей n-летней средней. В особо сложных явлениях, например в циклических колебаниях годовых колец прироста деревьев, этот способ может быть успешно использован. Почему мы говорим именно о колебаниях толщины колец прироста деревьев? Дело в том, что она зависит от возраста деревьев. Обычно в молодом возрасте деревья дают больший прирост, чем в среднем и старшем. Однако на произрастание деревьев оказывает влияние и вековой ход гидрометеорологических элементов. Способ скользящих средних позволяет исключить влияние этих двух явлений. Но в этом случае с помощью его можно решить задачу в основном по выделению лишь внутривековых циклов. При этом следует пользоваться не скользящей средней кривой, а значениями отклонений от этой кривой. Последние предварительно целесообразно осреднить либо путем применения индекса $\Sigma X_м/n$, либо способом скользящей средней. В случае использования способа скользящей средней кривой сначала необходимо выбрать из всего ряда отклонений оптимальную n-летку, которая бы не превышала длительности малых циклов, отмечающихся в данном случае на фоне главных или внутривековых циклов. Однако следует иметь в виду, что первоначальное скользящее осреднение может отразиться на смещении циклических границ и фаз во времени. В заключение отметим, что без совместного применения этих двух способов будет почти невозможно определить действительные границы внутривековых циклов. Способ скользящего n-летнего осреднения также применяется при установлении связи между исследуемыми элементами, в особенности когда им свойственна большая амплитуда колебаний на фоне главного циклического процесса.

Оценивая циклические колебания исследуемых элементов на основе разностной интегральной кривой, следует отметить, что в ней не учитывается циклический процесс в нашем понимании. Наиболее характерные отрезки кривой в таком процессе соответствуют областям впадин и вершин или наименьшим и наибольшим их значениям. На разностной же интегральной кривой эти положения в циклах, за счет суммирования ординат в повышенных и пониженных фазах, смещаются. По этой причине смещаются и природные границы, которые в полных циклах принимаются по наименьшим значениям впадин. Величина смещения границ зависит от характера структуры циклической изменчивости изучаемого элемента (см. рис. 3 *в*).

Поскольку циклический процесс принципиально различен для разных взаимосвязанных природных элементов (даже для таких, как атмосферные осадки и речной сток), вследствие воздействия подстилающей поверхности, то величина смещения фаз по результатам разностной интегральной кривой в этом процессе получается несравнимой. Вместе с тем повышенные фазы циклов колебаний водности во взаимосвязи с колебаниями атмосферных осадков представляют собой часто единый генети-

ческий процесс, тогда как пониженные фазы колебаний водности в этой взаимосвязи складываются из двух смежных разнородных частей циклических процессов. Более того, в условиях векового хода природного процесса разностная интегральная кривая приводит к неточности при определении повышенных и пониженных фаз внутривековых циклов, занижает или завышает их значения, либо вовсе их не учитывает. Так как среднее значение векового цикла того или иного изучаемого элемента отличается по знаку от средних значений внутривековых его циклов, то, например, на восходящей ветви этого цикла, в начале ее развития, повышенные фазы внутривековых циклов будут либо менее мощные, либо совершенно утрачены, чем в конце ее, и обратно, для пониженных фаз этих циклов. Очевидно, что на нисходящей ветви векового цикла повышенные и пониженные фазы циклов будут иметь обратную последовательность (см. рис. 3 *в*).

В случае сверхвекового хода отмеченные неточности будут усугубляться в зависимости от величины изменчивости элемента. Так, например, в сравнении с индексом $\Sigma t_{вн}/n$, ход которого весьма отчетливо дает вековую и сверхвековую изменчивость температуры Ленинграда, разностная интегральная кривая датирует многолетний (вековой) минимум в 1881 г., тогда как согласно этому индексу он определяется в 1809 г., т. е. разница в вековых границах очень существенна. Почти такой же она получилась по способу скользящей 11-летней средней кривой (см. рис. 3).

Таким образом, вычисление ординат от середины и построение по ним разностной интегральной кривой не отражает действительных условий полного циклического процесса.

На перечисленные выше недостатки разностной интегральной кривой мы обратили внимание (Афанасьев, 1960б) и подчеркнули, что использование только одной этой кривой для оценки циклических колебаний не удовлетворяет условиям более детального анализа. Действительно, интегральная кривая приобретает универсальный характер только при совместном применении способов хронологического графика годовых (или иных) отклонений модульных коэффициентов от среднего многолетнего значения $\left(\frac{M_i}{M_{ср}} - 1 = K - 1\right)$ и суммарных из значений $\left(\sum_1^i (K-1) = f(t)\right)$. Использование соотношения $K - 1$ для оценки циклических колебаний элементов позволяет более или менее надежно определять непосредственно на графике границы циклов, их продолжительность и амплитуду колебаний. Между тем этот прием также не лишен недостатков, как и представление на календарных графиках годовых значений элементов. Однако дополняя друг друга, эти способы позволяют более объективно обобщать и анализировать, качественно и количественно оценивать многолетние колебания различных природных элементов за тот или иной промежуток времени.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Первопричиной формирования циклических колебаний элементов климата и гидрологического режима на поверхности Земли является геоактивная радиация Солнца.

Солнечной активности свойственны разного порядка закономерные циклические колебания. В современной литературе совершенно установленными считают следующие циклы:

11-летний цикл [1] длительностью в 9—14 лет;

22-летний или двойной цикл длительностью в 19—25 лет;

вековой цикл длительностью 80—90 лет;

многовековой цикл длительностью около 1800—1900 лет.

Эти циклические закономерности в деятельности Солнца были найдены на основании данных по солнечной активности (числа Вольфа) начиная с 1700 г. Заметим, что исследованиями А. И. Оля (1948) и автора (Афанасьев, 1960а, 1961б) была подтверждена достаточная надежность этого ряда наблюдений для изучения многолетних колебаний активности, что позволило принципиально уточнить представления о формировании вековых циклов. А. В. Шнитников (1951, 1957), на основе использования комплекса физико-географических явлений, нашел цикл длительностью в 1800—1900 лет. В литературе отмечается, что приведенные выше циклы солнечной активности считаются основными в исследовании причинно-следственных явлений на Земле.

Первое, и пожалуй, исчерпывающее представление о характере многолетних колебаний режима солнечной активности за период солнечных наблюдений дает нам хронологический график, построенный на основании данных о годовых значениях чисел Вольфа (рис. 5). Из этого графика (сплошная кривая), на первый взгляд, видны совершенно отчетливо более или менее правильные 11-летние циклические колебания солнечной активности, различающиеся по амплитуде и продолжительности, названные М. С. Эйгенсоном (1957) квазипериодическими.

Если исключить соответствующим приемом влияния векового цикла солнечной активности, например, как это было предпринято Н. А. Белинским (1957), то колебание активности приобретает почти правильный гармонический характер.

Однако в характере колебаний солнечной активности еще в 1852 г. Р. Вольф установил реальность существования 11-летнего цикла. Подтверждается это тем, что за период солнечных наблюдений зафиксировано 24 таких полных цикла. Длительность циклов изменяется в пределах

[1] По отношению к 11-летним циклам в дальнейшем будет указываться только номер цикла.

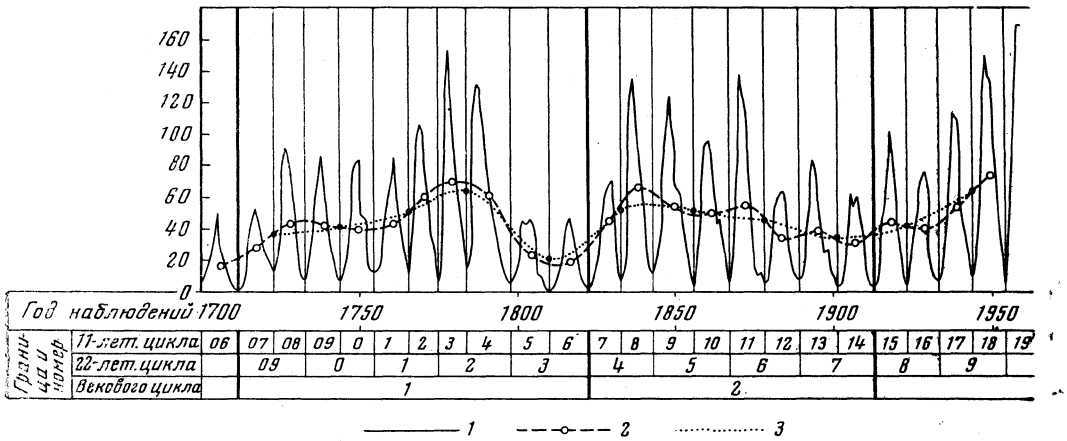

Рис. 5. Многолетние колебания солнечной активности

1 — индекс W_1; *2* — индекс $\Sigma W/T_{11}$; *3* — индекс $\Sigma W/T_{22}$

от 9 (1767—1775 гг., 1776—1784 гг.) до 14 лет (1785—1798 гг.). По сумме солнечной активности наиболее мощный 11-летний цикл равен 954 *W* (1954—1964 гг.), а наименее мощный — 237 *W* (1811—1823 гг.). По среднегодовым значениям чисел Вольфа самый мощный цикл относится к 1954—1964 гг. и составляет 87 *W*, а самый слабый цикл — к 1700—1712 гг. и равен 15 *W*. Средняя продолжительность восходящей полуфазы 11-летнего цикла составляет 4,3 года (изменяется в отдельные годы от 3 до 7 лет — 7 цикл по цюрихской нумерации), а нисходящей полуфазы — 6,6 года (изменяется от 3 лет в 2, 3, 4, 11 и 18 циклах до 11 лет в 4 цикле). Это статистические данные 11-летних циклов. Остальные количественные их характеристики даны на рис. 5 и табл. 1. Характер структуры подавляющего большинства 11-летних солнечных циклов является асимметричным, поэтому для ветвей их роста интенсивность активности выше, чем для ветвей спада.

В развитии полуфаз 11-летних солнечных циклов М. С. Эйгенсон (1957а) нашел возможным указать на признаки существования 5—6-летнего цикла солнечной активности. Однако этот вопрос изучен еще недостаточно. Вместе с тем М. Н. Гневышев (1965) установил, что в течение 11-летнего цикла развиваются два максимума свечения короны. Основываясь на исследованиях Б. Н. Сазонова, он также отметил, что аналогичное явление свойственно образованию циклонов и антициклонов в районе геомагнитного полюса Земли.

Таким образом, главнейшие показатели 11-летнего цикла солнечной активности обладают очень сильной изменчивостью. М. С. Эйгенсон (1957а) считает, что каждый 11-летний цикл есть определенное, пусть хотя бы и малое физическое самостоятельное звено в эволюции солнечной активности, а с нею, стало быть, и физического режима Солнца в целом. Необходимо подчеркнуть, что в этом малом звене наибольшая и наименьшая мощности 11-летних циклов на фоне вековой цикличности солнечной активности всегда оказывают решающее воздействие на проявление земных явлений крупного масштаба.

Рассмотрение хронологического графика не раскрывает всех особенностей многолетних колебаний режима солнечной активности. Это обнаруживается, в частности, при установлении границ и анализе характера структуры вековой цикличности, а также при выявлении взаимозависимости 11-летних циклов. Для решения данных вопросов был предложен ряд индексов, вытекающих из 11-летней циклической активности, а имен-

но: индекс среднего значения числа Вольфа в год максимума $W_м$, индекс суммы годовых значений чисел Вольфа за цикл ΣW_{11} и индекс средних значений мощности цикла $\Sigma W/T_{11}$. Анализируя эти индексы, мы пришли к выводу, что наиболее репрезентативный из приведенных — это индекс $\Sigma W/T_{11}$, впервые введенный М. С. Эйгенсоном (1945а).

По нашему мнению, этот индекс в сравнении с приведенными выше другими индексами является более устойчивой средней суммарной характеристикой. В ней исключается влияние времени или различной продолжительности отдельных 11-летних циклов, более или менее закономерно изменяющейся в зависимости от уровня солнечной активности на разных ветвях вековых циклов. Введение этого индекса не подтверждает ранее существовавшего мнения о недостаточно качественных наблюдениях над активностью за более ранний период, а также отнесения, например, 4-го цикла в число аномального повышения солнечной активности (Гневышев М. Н. и Оль А. И., 1948).

Использование предлагаемого индекса позволяет вскрыть принципиальные закономерности во взаимозависимости 11-летних солнечных циклов и выявить причину нарушения в попарном чередовании 11-летних циклов на разных ветвях вековых солнечных циклов.

Исследования по взаимозависимости 11-летних циклов имеют полувековую историю. Тернер (1913), используя максимальные значения солнечной активности 11-летних циклов за 1848, 1860, 1870, 1883, 1894 и 1906 гг., т. е. циклов с 9—14 по цюрихской нумерации, впервые подметил, что относительно высокий цикл сменяется относительно низким, затем опять наступает относительно высокий и т. д. На основании аналогичных данных эта закономерность была подтверждена М. С. Эйгенсоном (1945) для более поздних циклов 15—17, но более ранние циклы (1—8) ей не подчиняются. Однако М. С. Эйгенсон указывал, что «...кажущееся отсутствие проявления закона чередования высот в циклах 1755—1842 гг. может быть обусловлено воздействием тех или иных особенностей в е к о в ы х изменений, имевших место в XVIII и XIX столетиях, а вовсе не меньшей точностью солнечных наблюдений, как думали раньше» (1957б, стр. 78).

В работах М. Н. Гневышева и А. И. Оля (1948) и А. И. Оля (1948), на основании использования индексов $W_м$ и ΣW_{11}, были рассмотрены основные закономерности хэловского 22-летнего цикла солнечной активности. По мнению этих авторов, 22-летний цикл обычно начинается четным 11-летним циклом (по цюрихской нумерации). Тогда четный цикл в этой паре будет менее мощным, а нечетный — более мощным. Они считают, что в этом случае достигается реальная связь между двумя последовательными 11-летними циклами солнечной активности, но при объединении в пары циклов в обратном порядке — первый в паре нечетный, а второй — четный — связь между соседними циклами оказывается в значительной степени случайной. Однако при объединении 11-летних циклов в пары, по правилу М. Н. Гневышева и А. И. Оля, две пары циклов 4—5 и 8—9 выпадают, причем причину выпадения первой пары циклов они относят за счет аномального повышения солнечной активности в цикле 4.

Если же принять за индекс солнечной активности значения чисел Вольфа за циклы $\Sigma w/T_{11}$, как это было предпринято в наших работах (1960а, 1961б), то цикл 4 по своей мощности не может рассматриваться как аномальный (табл. 1).

При рассмотрении особенностей двойного цикла солнечной активности применительно к этому индексу нами была выявлена следующая весьма интересная закономерность, касающаяся 22-летних циклов: для пар циклов 07—0,8, 1—2, 7—8 и 17—18 менее мощные 11-летние циклы сменяются более мощными, а для пар циклов 09—0, 3—4, 5—6, 9—10, 11—12, 13—14 и 15—16 присуще обратное чередование циклов — более мощные циклы сменяются менее мощными (рис. 5, табл. 1).

Таблица 1

Индексы 11-летнего цикла солнечной активности

Цюрихская нумерация цикла	Годы цикла	Годовой максимум в 11-летнем цикле, $W_м$	Сумма 11-летнего цикла, ΣW_{11}	Средняя мощность 11-летнего цикла, $\frac{\Sigma W}{T_{11}}$
06	1700—1712	49	196	15
07	1713—1723	52	292	27
08	1724—1733	90	428	43
09	1734—1744	86	466	42
0	1745—1755	83	428	39
1	1756—1766	86	468	43
2	1767—1775	106	535	59
3	1776—1784	154	617	69
4	1785—1798	132	840	60
5	1799—1810	48	282	24
6	1811—1823	46	237	18
7	1824—1833	71	395	40
8	1834—1843	138	654	65
9	1844—1856	124	691	53
10	1857—1867	96	548	50
11	1868—1878	138	618	56
12	1879—1889	64	383	35
13	1890—1901	85	462	39
14	1902—1913	64	372	31
15	1914—1923	104	446	45
16	1924—1933	78	410	41
17	1934—1944	114	609	55
18	1945—1953 (4)	152	751	75
19	1954 (5)—1964	190	954	87

Если нанести на график по оси ординат значения индекса для нечетных 11-летних циклов (зачерненные кружки на рис. 6), а по оси абсцисс значения для четных 11-летних циклов, то пары циклов 09—0, 3—4, 5—6, 9—10, 11—12, 13—14 и 15—16 достаточно удовлетворительно подчиняются прямолинейной зависимости (коэффициент корреляции равен 0,92 + +0,06), а пары циклов 07—08, 1—2, 7—8 и 17—18 значительно отклоняются от этой прямой вправо, образуя на графике свою самостоятельную такого же характера зависимость. Для сравнения на этом рисунке также нанесены в незачерненных кружках значения индекса $\Sigma W/T_{11}$ по правилу М. Н. Гневышева и А. И. Оля (четные и нечетные 11-летние циклы), для которого зависимость значительно нарушается.

Из представленных на рис. 5 индексов W и $\Sigma W/T_{11}$ совершенно отчетливо выясняется, что пары циклов 07—08, 1—2, 7—8 и 17—18 являются началом вековых циклов солнечной активности, а пары циклов 09—0, 3—4, 5—6, 9—10, 11—12, 13—14 и 15—16 — продолжением этих циклов. Следовательно, на восходящих фазах вековых циклов относительно низкие 11-летние циклы сменяются относительно высокими 11-летними циклами (07—08, 1—2, 7—8, 17—18), и наоборот, на нисходящих их фазах относительно высокие 11-летние циклы сменяются относительно низкими 11-летними циклами (09—0, 3—4, 5—6, 9—10, 11—12, 13—14 и 15—16). Исключение составляют пары 11-летних циклов 09—0 и 15—16 на восходящих фазах, для которых характерен пониженный уровень солнечной активности, отвечающий чередованию 11-летних циклов нисходящим фазам вековых циклов. В результате можно констатировать, что, по-видимому, положение двойных циклов 07—08, 1—2, 7—8 и 17—18 в начале ве-

ковых циклов связано со значительным увеличением общего уровня солнечной активности, вследствие чего чередование циклов нарушается.

Таким образом, характер двойных циклов на фоне вековых колебаний определяется развитием циклических колебаний уровня солнечной активности. Другими словами, это означает, что на ветвях роста вековых солнечных циклов двойные циклы складываются из нечетных относительно низких 11-летних циклов и четных относительно высоких 11-летних циклов, и наоборот, на ветвях спада вековых циклов активности двойные циклы состоят из нечетных относительно высоких 11-летних циклов и четных относительно низких 11-летних циклов.

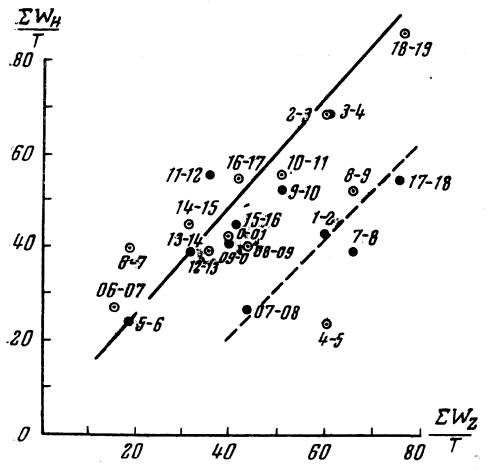

Рис. 6. Зависимость между $\Sigma W_н/T_{11}$ и $\Sigma W_г/T_{11}$

Отсюда также следует, что подмеченная особенность формирования закономерности двойного цикла вполне строго определяет вековой ход солнечной активности, что наглядно подтверждается на примере зависимости между нечетными и четными значениями индекса $\Sigma W/T_{11}$, где названным фазам развития векового уровня солнечной активности отвечают совершенно определенные самостоятельные зависимости. Последние, кроме научного значения, имеют также практическое применение для прогнозирования солнечной активности по методу межцикловых связей соседних 11-летних циклов. В частности, они указывают на высокую среднюю мощность солнечной активности 20-го цикла.

Интересно рассмотреть зависимость индексов $\Sigma W/T_{11}$ и $W_м$. Впервые подобная попытка была предпринята М. Вальдмайером (1935), а затем А. И. Олем (1949) и В. Ф. Чистяковым (1953), использовавшими значения суммарного среднегодового (ΣW_{11}) и максимального за год ($W_м$) индексов 11-летних солнечных циклов. Но индекс ΣW_{11}, как указывалось, менее обоснован, чем индекс $\Sigma W/T_{11}$.

Зависимость между $\Sigma W/T_{11}$ и $W_м$ имеет криволинейный характер (рис. 7) с замедленным ростом в нижней и верхней ее частях. Это объясняется исключительно влиянием различного изменения продолжительности 11-летних циклов, которые в свою очередь, изменяются под влиянием характера структуры вековых солнечных циклов. Так, для нижней части кривой продолжительность 11-летних циклов несколько повышена и более устойчива (11—13 лет), чем для средней (10—13 лет) и для верхней (9—14 лет). Отсюда следует, что с увеличением уровня солнечной активности в вековом разрезе продолжительность 11-летних циклов уменьшается, а изменения ее возрастают. Хотя взаимосвязь между $\Sigma W/T_{11}$ и $W_м$ характеризуется весьма высоким коэффициентом корреляции ($r = \pm 0{,}948 \pm 0{,}014$), однако они в лучшей мере определяют зависимость параболы четвертого порядка, отвечающей следующему уравнению:

$$\frac{\Sigma W}{T_{11}} = 107{,}48 - 7{,}394575 W_м + 0{,}275734 W_м^2 - 0{,}00319 W_м^3 + 0{,}0000125 W_м^4. \quad (5)$$

Полученная нами закономерность вероятно более реальна, поскольку она в лучшей мере обоснована в отношении устойчивости общего индекса

за 11-летний цикл, чем это в свое время предлагалось представить ее между индексами ΣW_{11} и $W_м$ в виде параболы низшей степени (Оль, 1949) и тем более прямой линии (Чистяков, 1959).

Выявленная закономерность между $\Sigma W/T_{11}$ и $W_м$ имеет не только большое практическое значение, но и подтверждает ряд установленных В. И. Максимовым (1953) положений относительно того, что в эпохи увеличения средней величины этого индекса солнечной деятельности увеличивались и размеры 11-летних его колебаний. И, наоборот, в эпохи уменьшения средней величины солнечной деятельности 11-летние ее колебания уменьшались. В эпохи векового увеличения средних значений солнечной деятельности период 11-летних ее колебаний уменьшается, а в эпохи уменьшения увеличивается.

Изучение режима солнечной активности показывает, что наилучшими критериями для только что рассмотренной зависимости, а также статистической оценки вековых солнечных циклов служат индексы двойного цикла солнечной активности. На один из них ($\Sigma W/T_{22}$) мы (1961) уже обратили внимание. Второй — представляет собой среднюю годовую мощность экстремумов нечетного ($W_м^н$) и четного ($W_м^г$) 11-летних циклов, т. е. $\frac{\Sigma(W_м^н + W_м^г)}{2}$ или $W_{м22}$ (табл. 2).

Таблица 2

Индексы двойного 11-летнего цикла солнечной активности

Номер 22-летнего цикла	Годы цикла	Средняя мощность 22-летнего цикла, $\frac{\Sigma W}{T_{22}}$	Средняя мощность максимума 22-летнего цикла, $\overline{W}_{м22}$	Номер 22-летнего цикла	Годы цикла	Средняя мощность 22-летнего цикла, $\frac{\Sigma W}{T_{22}}$	Средняя мощность максимума 22-летнего цикла, $\overline{W}_{м22}$
09	1713—1733	35,0	71,0	5	1844—1867	51,5	110
0	1734—1755	40,5	84,5	6	1868—1889	45,5	101
1	1756—1775	51,0	96,0	7	1890—1913	35,0	74,5
2	1776—1798	64,5	143	8	1914—1933	43,0	91,0
3	1799—1823	21,0	47,0	9	1934—1954	65,0	133
4	1824—1843	52,5	104,5				

На рис. 8 показана зависимость между этими величинами индексов. Индексы циклов с номерами 09, 1, 4 и 9 отражают зависимость для ветвей роста (зачерненные кружки), а индексы с номерами 0, 2, 3, 5, 6, 7 и 8 — зависимость для ветвей спада (незачерненные кружки) вековых циклов солнечной активности. Количественное различие между этими кривыми зависимостей объясняется неодинаковым развитием уровня солнечной активности на указанных ветвях. На ветвях роста он выше, чем на ветвях спада. Интересно также и то, что продолжительность двойных циклов на первых ветвях изменяется от 19 до 21 года, а на вторых от 22 до 25 лет. Этим и объясняется большая средняя мощность двойных циклов на ветви роста вековых циклов по сравнению с двойными циклами на ветви их спада. Однако исключение составляет 8-й двойной цикл, имеющий продолжительность в 20 лет и отвечающий пониженному уровню активности в начале текущего векового цикла.

Зависимости между величинами индексов двойных циклов для ветвей роста и спада вековых солнечных циклов (рис. 8) являются параболами второго порядка с теоретическими корреляционными отношениями, соответственно равными $0{,}84+0{,}15$ и $0{,}995\pm0{,}0004$. Это указывает на весьма тесные связи. Таким образом, мы получили второе подтверждение реального существования закона двойного цикла солнечной активности

в отмеченном выше сочетании чередования 11-летних циклов. Кроме того, оно указывает на возможность рационального применения индексов двойного цикла для изучения вековой цикличности солнечной активности, в сравнении с индексами 11-летнего цикла. Зависимости имеют вид: для индексов ветвей роста вековых солнечных циклов

$$\frac{\Sigma W}{T_{22}} = 1{,}86\overline{W}_{м22} + 0{,}0024\overline{W}^2_{м22}, \qquad (6)$$

для индексов ветвей спада

$$\frac{\Sigma W}{T_{22}} = 2{,}08\,\overline{W}_{м22} + 0{,}00199\,\overline{W}^2_{м22}. \qquad (7)$$

Данные закономерности между индексами двойных циклов имеют некоторое прогностическое и контролирующее значение. Небезынтересно указать и на то обстоятельство, что ряд значений точек индекса $\Sigma W/T_{11}$ в зависимости от $W_м$ (рис. 7) значительно отклоняется от кривой, тогда как у значений точек индекса двойного цикла, определяющих рассмотренные зависимости, этого не наблюдается. Последнее, во-первых, указывает на лучшую репрезентативность индексов двойных циклов в смысле обоснования вековых циклов солнечной активности, во-вторых, говорит о наличии очень тесной связи между этими величинами, что дает нам основание считать ее в действительности функциональной, в-третьих, лишний раз подтверждает высокую точность наблюдений за более ранний период (1700—1748 гг.). Такая закономерность может быть использована для определения ожидаемой средней мощности годового и максимального значений 22-летнего цикла солнечной активности, а также и для контроля этих прогнозируемых характеристик.

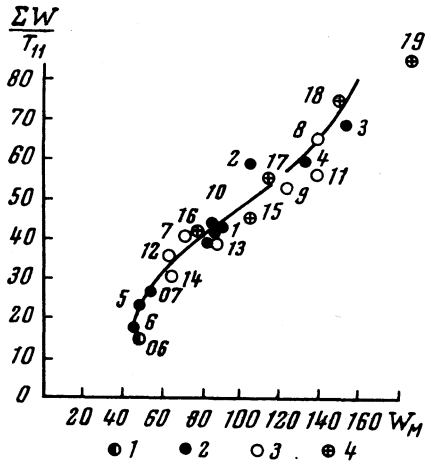

Рис. 7. Зависимость между $\Sigma W/T_{11}$ и $W_м$

1 — нулевой вековой цикл; *2* — первый вековой цикл; *3* — второй вековой цикл; *4* — третий вековой цикл

Впервые на вековое изменение солнечной активности обратил внимание Р. Вольф. Затем данный вопрос исследовался Глайсбергом (1945), М. С. Эйгенсоном (1945а), А. И. Олем (1949), Б. М. Рубашевым (1949), И. В. Максимовым (1952) и др. В этих работах указывается, что средняя продолжительность вековых циклов составляет 80—90 лет и включает от 5 до 11 11-летних циклов солнечной активности (рис. 8).

При изучении циклических колебаний солнечной активности большой длительности, порядка вековой, очень важно определить границы между ними. В гелиофизической литературе этому вопросу уделили внимание М. С. Эйгенсон (1945б), Б. М. Рубашев (1949) и другие, занимавшиеся определением границы между предыдущими и текущими вековыми циклами солнечной активности. Так, М. С. Эйгенсон на основе изучения геомагнитной активности установил эпоху минимума предыдущего векового солнечного цикла в 14-м цикле. Он также высказывал мнение, что граница между вековыми циклами солнечной активности, при существовании закона попарного чередования соседних 11-летних циклов, может быть установлена лишь с точностью одной хэловской пары 11-летних циклов. Б. М. Рубашев (1949), обобщая годовые числа Вольфа за период 1700—1947 гг. методом скользящих 23-летних, определил эпоху начала современного векового цикла в 15-м цикле.

В исследуемой проблеме оказалось интересным применять два следующих приведенных выше индекса $W_м$ и $\Sigma W/T_{11}$ солнечной активности. При сравнении этих индексов (см. рис. 5) можно выявить характер многолетних циклических колебаний солнечной активности. Действительно, первый индекс (сплошная линия) прежде всего весьма отчетливо определяет 11-летнюю цикличность и далее показывает интересное чередование 11-летних циклов. Однако установление границ вековых циклов по индексу W затруднительно. Второй индекс (пунктирная линия), наоборот, позволяет совершенно точно определять границы вековых циклов по признаку наименьшей его средней мощности.

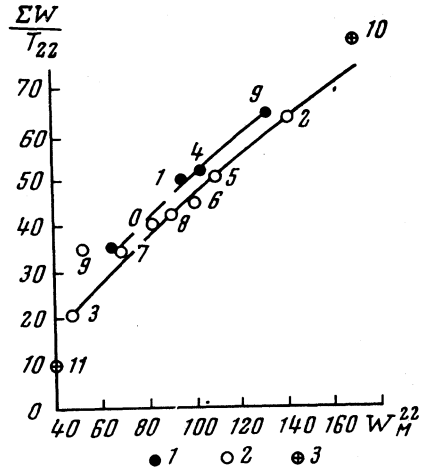

Рис. 8. Зависимость между $\Sigma W/T_{22}$ и $W_м^{22}$

1 — двойные циклы на ветвях роста вековых циклов солнечной активности; *2* — то же на ветвях спада; *3* — рассчитанные 10-й и 11-й двойные циклы

Вековые циклы солнечной активности (см. рис. 5) за минувшие свыше чем два с половиной столетия складывались из четного количества 11-летних циклов. Такое чередование определяется вышерассмотренной реально существующей закономерностью двойного цикла солнечной активности.

За период накопленных наблюдений было два полных вековых солнечных цикла. Первый вековой цикл охватывал период 1713—1823 гг. и состоял из 10, 11-летних, или 5 двойных циклов (07—08, 09—0,1—2, 3—4 и 5—6), второй — 1824—1913 гг. и включал восемь 11-летних или четыре двойных циклов (7—8, 9—10, 11—12 и 13—14). Следовательно, продолжительность этих циклов соответственно равна 111 и 90 годам. Средняя мощность первого векового цикла ($\Sigma W/T_в$) равна 42,3 и второго — 46,1, что подтверждает установленное А. И. Олем (1949) сверхвековое изменение уровня солнечной активности в сторону его увеличения. Третий вековой цикл начался с 1914 г. и достиг максимума в 1957—1958 гг. Существенное значение для гелиогеофизики имеет различие характера структуры вековых солнечных циклов. Фазам первого и текущего вековых циклов свойственна значительная изменчивость уровня солнечной активности, по сравнению с фазой второго векового цикла, развивавшейся более спокойно (конечно, исключая единственный 11-й цикл). Действительно, в начале ветвей роста первого и текущего вековых циклов отмечается понижение средней мощности активности за счет слабого развития 09, 0 и 16-го циклов, а на ветви роста второго векового цикла, наоборот, активность от цикла к циклу повышалась. На ветви же спада первого векового цикла средняя мощность этой активности неизменно понижалась, а на ветви спада второго векового цикла наблюдалась более резкая изменчивость в ходе нечетных и четных 11-летних циклов. Различия в характере изменчивости вековых циклов подтверждаются данными табл. 1, из которой следует, что для первого векового цикла соотношение максимальной и минимальной средней мощности 11-летних циклов равно около четырех, а для второго векового цикла оно немного больше двух.

Эти количественные соотношения, как увидим в дальнейшем, служат основными структурными характеристиками вековой цикличности солнечной активности, оказавшими существенное влияние на формирование земных явлений.

Таким образом, вековые циклы солнечной активности обладают разной продолжительностью, неодинаковой средней мощностью и экстремумами, а также и различной структурой ветвей роста и спада активности.

Выше отмечалось, что для значений общего индекса обнаруживаются различные вариации в вековом ходе солнечной активности. Между тем интересно, что упомянутые вариации исключаются для критериев среднегодовых значений чисел Вольфа за двойные циклы (штрихпунктирная линия на рис. 5). Следовательно последний индекс наиболее точный для определения границ вековых циклов. Действительно, так как на ветви спада в эпоху завершения вековых солнечных циклов двойные 11-летние циклы имеют наименьшую величину средней мощности активности и складываются из нечетного более мощного 11-летнего цикла и четного менее мощного 11-летнего цикла, то абсолютными границами вековых циклов будут годы минимумов солнечной активности, соответствующие ветвям спада четных 11-летних циклов. С другой стороны, оно подтверждает реальность отмеченного выше четного сочетания 11-летних циклов в формировании вековых циклов солнечной активности. Установленное сочетание в характере изменения 11-летних и 22-летних циклов указывает не на случайное, а на систематическое изменение характеристик вековых циклов солнечной активности.

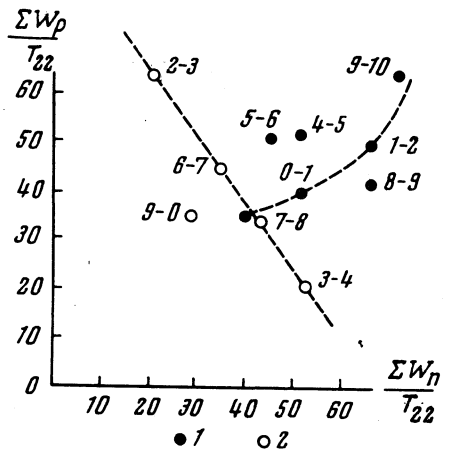

Рис. 9. Зависимость между $\Sigma W_p/T_{22}$ и $\Sigma W_n/T_{22}$

1 — двойные циклы на гребнях вековых циклов; *2* — двойные циклы на депрессиях вековых циклов

Возникает важный вопрос, какова же закономерность чередования вековых циклов в смысле количественного сочетания двойных циклов солнечной активности? Решение его тесно связано с проблемой прогноза солнечной активности в вековом разрезе.

Однако ограниченность ряда наблюдений по солнечной активности затруднила окончательное построение гипотезы о закономерности чередования вековых циклов по количественному сочетанию 22-летних циклов. Эта ограниченность, при определенном закономерном начертании зависимостей, не должна служить препятствием в отношении развития теории методов разработки солнечных прогнозов.

Если предположить, что текущий вековой цикл будет состоять не менее чем из четырех двойных циклов, т. е. минимум его следует ожидать в самом конце 90-х годов XX столетия, то при закономерности последовательного чередования вековых циклов текущий вековой цикл должен включать в себя пять двойных циклов. Тогда и минимум солнечной активности запоздает на величину продолжительности одного двойного цикла. Некоторую ясность в этом вопросе можно получить на основе изучения взаимосвязи смежных двойных циклов, что непосредственно следует из рассмотренной выше особенности морфологической структуры вековых циклов. Действительно, в ее характере обнаруживается непрерывная связь между значениями индексов W/T_{22} 09—0, 0—1, 1—2 и т. д. Так, для индексов депрессий вековых циклов намечается строгая прямолинейная обратная пропорциональная связь между предыдущим и последующим изменением средней мощности двойных циклов (незачерненные кружки на рис. 9), указывающая на то, что чем больше будет в смежном цикле средняя мощность предыдущего двойного цикла, тем меньше будет она в последующем

таком же цикле, и наоборот. Коэффициент корреляции между рассматриваемыми индексами получился весьма высокий ($r = 0{,}9998$). Для ветвей же роста вековых циклов, по-видимому, характерна параболическая зависимость (зачерненные кружки на рис. 9). Однако двойные циклы в паре 4—5 и 5—6 несколько выпадают на графике от общего расположения. Поэтому связь для семи пар индексов не является тесной ($r = +0{,}63$), но без

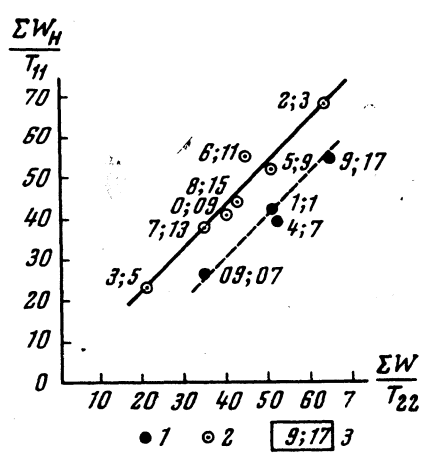

Рис. 10. Зависимость между $\Sigma W/T_{22}$ и $\Sigma W_н/T_{11}$

1 — циклы на ветви роста вековых циклов; *2* — то же на ветви спада; *3* — первая цифра обозначает номер двойного цикла, вторая — номер нечетного 11-летнего цикла

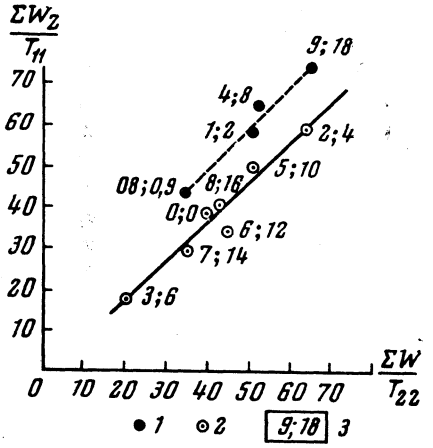

Рис. 11. Зависимость между $\Sigma W/T_{22}$ и $\Sigma W_r/T_{11}$

1 — циклы на ветви роста вековых циклов; *2* — то же на ветви спада; *3* — первая цифра обозначает номер двойного цикла, вторая — номер четного 11-летнего цикла

учета указанных двух пар индексов она значительно повышается ($r = +0{,}84 \pm 0{,}07$). Можно сделать вывод о существовании сложных, но достаточно устойчивых взаимосвязей между смежными двойными циклами солнечной активности, позволяющими утверждать, что минимум текущего векового цикла наступит не раньше конца 90-х годов XX столетия.

Интересно указать на существование зависимостей между значениями средней мощности двойных солнечных циклов и средней мощности нечетных и четных одиннадцатилетних циклов, т. е. внутренних зависимостей по отношению к двойным циклам.

Зависимость $\frac{\Sigma W}{T_{22}}$ от $\frac{\Sigma W_н}{T_{11}}$ для ветви спада вековых циклов характеризуется весьма высоким коэффициентом корреляции, равным $0{,}99 \pm 0{,}007$ (рис. 10).

Уравнение связи будет:

$$\frac{\Sigma W_н}{T_{11}} = 1{,}75 + 1{,}03\frac{\Sigma W}{T_{22}}. \qquad (8)$$

Для ветви роста вековых циклов также намечается тесная прямолинейная зависимость.

Зависимость $\frac{\Sigma W}{T_{22}}$ от $\frac{\Sigma W_r}{T_{11}}$ (рис. 11). Для ветви спада вековых циклов коэффициент корреляции между этими индексами получился $0{,}90 \pm 0{,}07$.

Уравнение связи будет:

$$\frac{\Sigma W_r}{T_{11}} = 0{,}973\frac{\Sigma W}{T_{22}} - 1{,}75. \qquad (9)$$

Индексы активности для ветви роста вековых циклов также дают самостоятельную прямолинейную связь.

Установленные зависимости имеют важное значение при внутреннем контроле и прогнозировании индексов средней мощности активности.

Проблемой прогноза окончания ветви текущего векового цикла солнечной активности занимался М. С. Эйгенсон (1958), который основывался на методе аналогии структуры вековых циклов и их длительности в 7 и 8 11-летних циклов. При этом он обратил внимание на общность ветвей роста первого и текущего вековых циклов. Это обстоятельство позволило ему ожидать в текущем вековом цикле более или менее крутого спада уровня солнечной активности, аналогичного спаду цикла в конце XVIII и в начале XIX столетий.

Из рассмотренного выше анализа следует, что ветвь роста первого векового цикла солнечной активности не является в полном смысле аналогом по отношению к ветви роста текущего цикла. Так, ветвь роста первого векового цикла состоит из 3 (09, 0 и 1), а текущего из 2 (8 и 9) двойных циклов, разнящихся характером структуры и средней мощностью. Однако общее сходство в изменении уровня их активности имеется, поэтому ветвь спада первого векового цикла представляет некоторый интерес в смысле аналога для предвидения ветви спада текущего векового цикла солнечной активности.

КОЛЕБАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА ОЗЕРА БАЙКАЛ

Глава IV

КОЛЕБАНИЯ ОСНОВНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БАССЕЙНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

В основу настоящей главы положены следующие исходные материалы: 1) годовые значения чисел Вольфа за период 1887—1960 гг.; 2) годовые значения индекса циклонической и антициклонической деятельности за период 1900—1960 г., введенного Н. А. Белинским в 1946 г.; 3) осредненные годовые значения температуры воздуха за 1887—1960 гг. по гидрометеорологическим станциям Баргузин, Харауз, Улан-Удэ, Петровский завод, Хилок и Кяхта (рис. 12а), расположенным более или менее равномерно в бассейне Байкала; 4) осредненные годовые значения атмосферных осадков по указанным станциям за тот же период (рис. 12б); 5) суммарный годовой приток воды в оз. Байкал за 1901—1960 гг.; 6) годовые значения уровня оз. Байкал у ст. Байкал за 1887—1957 гг.

Изученный в гидрометеорологическом отношении период в бассейне Байкала освещает эпоху минимума предыдущего и всю восходящую ветвь текущего вековых циклов солнечной активности. Предыдущий вековой солнечный цикл закончился в 1913 г. Его минимум, как отмечалось, почти в два раза превосходил минимум всех циклов, наблюдавшихся до него. Текущий же вековой цикл начался в основном постепенным, а затем весьма интенсивным ростом активности. В этом цикле средняя мощность 18 и 19-го циклов оказалась рекордной для всего периода солнечных наблюдений.

Атмосферная циркуляция. Формирование гидрометеорологического режима в бассейне Байкала (рис. 13) в существенной степени зависит от цикличности процессов атмосферной циркуляции, в основном определяемых солнечной активностью. Сопоставительный анализ неопровержимо подтверждает чуть ли не решающее влияние в этом формировании циклонической и антициклонической деятельности (Az—Zn) в третьем и девятом районе, непосредственно характеризуя ее в рассматриваемом бассейне (Белинский, 1957). В период ветви роста современного векового цикла солнечной активности в девятом районе преобладала антициклоническая деятельность с постепенным ее ослаблением. В соседнем же с ним высокоширотном третьем районе наблюдалось усиление циклонической деятельности. Такое состояние атмосферных процессов в этих районах Н. А. Белинский объясняет в основном термическими различиями подстилающей поверхности, тесно связанными с географическим положением районов. В эпоху векового роста солнечной активности в высокоширотных районах северного полушария над океанами происходит интенсивное развитие циклонической деятельности за счет повышенной

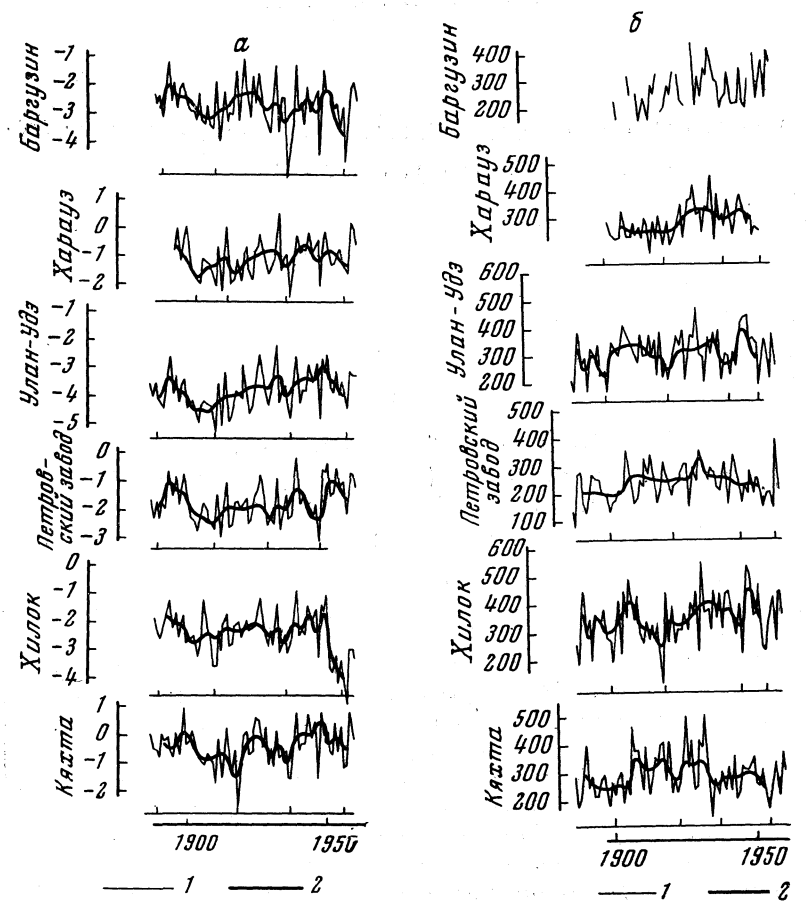

Рис. 12. Многолетние колебания и изменения температуры воздуха (*а*) и атмосферных осадков (*б*) в бассейне оз. Байкал

1 — годовые значения; *2* — индекс $\Sigma X_м/n$

температуры воздуха и, следовательно, передача тепла в атмосферу путем испарения. В некоторых же материковых районах отмечается усиление антициклонической деятельности и повышенный фон температуры. В подтверждение сказанного отметим, что ряды индексов цикло- и антициклонической деятельности, по данным Н. А. Белинского, в третьем и девятом районах весьма сильно между собой разнятся по абсолютной величине и изменяются во внутривековом ходе в основном противоположно друг другу. При сопоставлении их обнаруживается сложный и в то же время закономерный характер между многолетним ходом солнечной активности и цикло- и антициклонической деятельности (рис. 13а и б). Прежде всего в изменении этих показателей в общем отмечается явно параллельная вековая цикличность. Однако в вершине векового солнечного цикла, по сравнению с предыдущим периодом, наблюдается необычное ослабление вариаций цикло- и антициклонической деятельности в третьем районе. Возможно, что оно вызвано небывалым еще за всю историю наблюдений высоким уровнем современного векового цикла солнечной активности.

Другая особенность многолетних колебаний цикло- и антициклонической деятельности выражается во взаимодействии 22- и 11-летним солнечными циклами (рис. 13). Действительно, более мощным нечетным 11-летним циклам (15 и 17) примерно соответствует противоположная

фаза относительного ослабления цикло- и антициклонической деятельности, а менее мощным четным их циклам (14 и 16) — параллельная фаза относительного усиления этой деятельности. Исключение составляет 18-й цикл, для которого это правило несколько нарушается за счет появления непериодических колебаний, т. е. смещения фазы цикло- и антициклонической деятельности в сторону опережения. Вероятно, в период восходящих ветвей вековых циклов солнечной активности, с присущим им высоким уровнем и нарушением чередования мощности 11-летних циклов (Афанасьев, 1960), воздействие солнечной активности на проявление атмосферных процессов выражается в возникновении непериодических колебаний. Следовательно, в процессах динамики цикло- и антициклонической деятельности в основном обнаруживается 22-летняя цикличность, состоящая из соответственного и зеркального ее хода относительно нечетных и четных 11-летних солнечных циклов.

Для двойных циклов солнечной активности, за которые мы принимаем пары нечетных и четных 11-летних циклов по цюрихской нумерации, характерны противоположные (13—14-й и 15—16-й циклы) и параллельные (17—18-й циклы) циклические колебания цикло- и антициклонической деятельности в третьем районе. По-видимому, характер асинхронного взаимодействия между этими показателями присущ нисходящим ветвям вековых циклов солнечной активности и началу восходящих их ветвей, но с низким уровнем активности, и, наоборот, характер параллельного взаимодействия — восходящим ветвям с высоким вековым уровнем солнечной активности. Взаимоотношение внутривековых показателей в девятом районе характеризуется обратным ходом.

Особо обращает на себя внимание общее запаздывание наибольших годовых значений цикло- и антициклонической деятельности на 1—5 лет и опережение наименьших их значе-

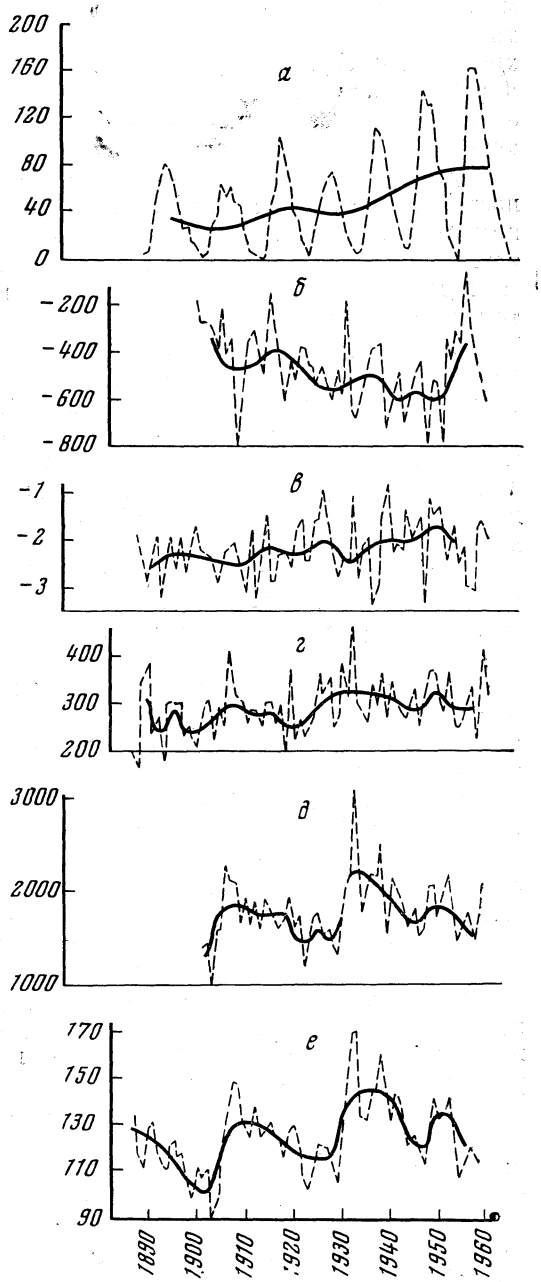

Рис. 13. Взаимодействие годового хода солнечной активности (числа Вольфа) (*а*), циркуляция воздуха (*б*), температура воздуха (*в*) и атмосферных осадков (*г*) в бассейне Байкала, притока воды в оз. Байкал (*д*) и колебаний уровней в нем (*е*). *1* — годовые значения; *2* — индекс $\Sigma X_м/n$

Однако в конце седьмого 22-летнего цикла наблюдалась некоторая резкость в колебаниях температуры (1910—1912 гг.). Она, по-видимому, является следствием особенности колебаний циркуляции и в 14-м цикле, которому свойственна наиболее выраженная двухвершинность и устойчивый 3-летний минимум, отразившиеся на укорочении цикла температуры.

Внутривековые циклы температуры образуются в начале развития предыдущих и завершаются в начале развития последующих нечетных 11-летних циклов солнечной активности. Однако эта закономерность нарушается циклом температуры 1930—1937 гг. Вместе с тем для бассейна Байкала длительность этих циклов определяется приблизительно полной фазой 22-летних солнечных циклов.

Моменту образования и завершения двойных циклов температуры свойственны крупные экстремальные волновые колебания интенсивности цикло- и антициклонической деятельности, приуроченные, как отмечалось, к завершающей стадии 22-летних циклов. Так, резкие ослабления циркуляции, то есть повышение антициклоничности в третьем районе, например, в 1915, 1936 и 1956 гг., вызывает незамедлительно понижение температуры воздуха и, наоборот, в 1914, 1926, 1932, 1948 и 1959 гг. при усилении циклоничности — повышение температуры.

Отсюда термические депрессии в этих циклах являются следствием воздействия мощного волнового ослабления интенсивности цикло- и антициклонической деятельности, а термические их гребни — аналогичного воздействия ее усиления. Однако это правило несколько нарушается в 14-м цикле, для которого усиление циклоничности в третьем районе не отразилось на повышении температуры (1908—1909 гг.). Таким образом, в период развития ветви современного векового солнечного цикла в третьем районе характерен весьма правильный соответственный ход во внутривековых циклических колебаниях температуры воздуха и процессов атмосферной циркуляции и обратный ход в девятом районе.

Так как на фоне двойных солнечных циклов постепенно проявляется усиление интенсивности цикло- и антициклонической деятельности и повышение температуры, поэтому проявление 11-летней цикличности в колебаниях температуры воздуха недостаточно заметно.

Анализ показывает, что для разных вековых солнечных циклов и средней мощности 11-летней цикличности активности и температуры воздуха бассейна Байкала идентичности не наблюдается. Так, в седьмом 22-летнем цикле, который относится к концу нисходящей ветви второго солнечного цикла, средняя температура воздуха за 11-летние циклы была в прямой связи со средней мощностью 11-летних циклов солнечной активности. В период ветви роста текущего векового солнечного цикла эта взаимосвязь в ее начале (восьмой 22-летний цикл) противоположна, а в конце (девятый 22-летний цикл) — параллельна. С учетом же вышеотмеченной фазы запаздывания температуры в девятом 22-летнем цикле возникает обратный ход во взаимосвязи этих факторов. Ниже приведем взаимосвязь между осредненными 11-летними циклами солнечной активности и температуры воздуха:

Номер 11-летнего цикла солнечной активности	13	14	15	16	17	18
Средняя мощность 11-летнего цикла солнечной активности	39	31	45	41	55	75
Средняя температура воздуха за 11-летний цикл	—2,3	—2,5	—2,2	—1,9	—2,0	—1,9
Средняя температура за 11-летний цикл с учетом фазы запаздывания	—2,3	—2,4	—2,2	—2,0	—1,9	—2,0

Из вывода хорошо видны параллельный ход двойных циклов солнечной активности и температуры воздуха и существование 22- и 11-летнего солнечного цикла в процессах формирования температуры воздуха в бассейне Байкала.

В 11-летних солнечных циклах количество второстепенных циклов температуры воздуха колеблется от двух (16-й цикл) до четырех лет (17-й цикл). На Солнце пока еще не установлены такие циклические колебания. Расчленение 11-летних циклов для всего периода солнечных наблюдений дает, как отмечалось в главе III, среднюю величину полуфазы ветви роста в 4,32 года, а ветви падения — в 6,62 года. Роль этих полуфаз в формировании циркуляции и температуры воздуха в сочетании с мощностью и характером векового уровня активности весьма значительна. Вместе с тем первопричиной второстепенных циклических колебаний температуры воздуха являются аналогичные колебания интенсивности цикло- и антициклонической деятельности. Интересно, что колебания последней, особенно при значительном ее усилении или ослаблении, почти копируют ход температуры воздуха в бассейне Байкала. Некоторая несогласованность в циклическом многолетнем ходе этих элементов, по-видимому, объясняется еще слабой изученностью упомянутых выше районов в отношении атмосферных процессов. Кроме того, методика оценки границ с однотипными колебаниями циркуляции была принята Н. А. Белинским (1957) приближенной.

Атмосферные осадки. Многолетние изменения атмосферных осадков испытывают вековую тенденцию повышения (рис. 13г). Однако она выражена менее отчетливо, чем для рассмотренных выше элементов. Интересно, что общему закономерному параллельному вековому росту солнечной активности и температуры воздуха в бассейне Байкала соответствует вековое увеличение осадков. Это объясняется не только общим вековым усилением цикло- и антициклонической деятельности в третьем и девятом районах и увеличением повторяемости форм меридиональной циркуляции над бассейном Байкала в теплый сезон в современную эпоху солнечной активности (Кац, 1960), но и особенностями орографического строения бассейна Байкала.

Кроме воздействия циркуляции на формирование осадков, роль повышенного фона температуры воздуха в условиях горного рельефа бассейна Байкала заключается в интенсивном развитии вертикальных термодинамических явлений, выражающихся в восходящих и нисходящих токах, благоприятствующих грозовой деятельности и, следовательно, выпадению атмосферных осадков.

Общему вековому изменению атмосферных осадков присуще еще большее разнообразие внутривековых циклических колебаний, чем описанным выше элементам. Здесь могут быть выделены различные по длительности циклы осадков, в частности, соответствующие по фазе 22- и 11-летним циклам солнечной активности и даже большей внутривековой длительности.

Колебания атмосферных осадков в сопоставлении с активностью испытывали различные ситуации во внутривековом ходе. Так, в конце предыдущего векового солнечного цикла (седьмой 22-летний цикл) и в начале ветви роста текущего (восьмой 22-летний цикл) наблюдались противоположные колебания, а в середине текущего цикла (девятый 22-летний цикл) — соответственные.

При такой последовательности в изменении активности и осадков в нечетных 11-летних циклах в среднем годовое количество осадков понижено, а в четных — повышено. В циклическом ходе температуры и осадков отмечается явная асинхронность, со сдвигом циклических фаз примерно на величину до одного 11-летнего цикла.

Изменения интенсивности цикло- и антициклонической деятельности в основном находятся в прямой связи с атмосферными осадками, т. е. усилению этой деятельности соответствует рост осадков, а ослаблению — их уменьшение. Действительно, в атмосферных осадках, как и в температуре воздуха, еще с большей чувствительностью отражаются колебания циркуляции, что, по-видимому, дополняется воздействием термического эффекта, развивающегося благодаря вышеупомянутым условиям подстилающей поверхности.

Выше отмечалось, что циклы температуры относительно 22-летних солнечных циклов в основном запаздывают на фазе до 3 лет, циклы же атмосферных осадков опережают их до 4 лет, а в 18-м цикле наблюдается запаздывание на 2 года цикла осадков. Различие в фазе опережения циклов атмосферных осадков относительно циклов температуры объясняется тем, что начало формирования циклов осадков происходит в период фазы падения циклов температуры.

В колебаниях атмосферных осадков выделяется внутривековой цикл большей длительности, чем вышерассмотренные. Действительно, он обрисовывается данными по осадкам для 1923—1954 (1958) гг., т. е. продолжительностью в 32 (36) года. В конце этого цикла наблюдается небольшое повышение осадков в 1947—1954 (1958) гг., которое несколько укорачивает цикл. Но так как это повышение кратковременное и небольшое, то в данном цикле можно видеть следы типа Брикнерова цикла.

Бассейну Байкала также свойственны другие закономерности формирования атмосферных осадков. Так, например, наибольшее количество осадков выпадает в периоды депрессий 22-летних циклов температуры, где, по мере повышения температуры, осадки уменьшаются, достигая минимальной величины около вершин нечетных 11-летних солнечных циклов или возле относительных ослаблений интенсивности цикло- и антициклонической деятельности в третьем районе. Здесь наибольшее количество осадков выпадает на 1—4 года позже времени наступления вершин 11-летних солнечных циклов. Причем по величине выделяются осадки на ветвях спада и в минимумах двойных или четных 11-летних циклов. В период тех же ветвей нечетных 11-летних циклов формируются, как правило, меньшие величины максимальных осадков.

На территории Америки, по исследованиям А. Э. Дугласа (1936), наибольшее количество осадков выпадает на 1—3 года раньше времени наступления вершин 11-летних циклов. Мельдрум (1876) нашел, что в эпохи максимумов пятен выпадает больше осадков, чем в эпохи минимумов. Причем он считал эту закономерность справедливой для всего земного шара. По его мнению, она лучше оправдывается для станций морских и открытых, нежели для станций континентальных или закрытых горами.

Л. А. Вительс (1961) указывает на сложную связь осадков и солнечной активности, определяемой законом акцептации барического поля Е. Е. Федорова — В. Ю. Визе, состоящего в том, что воздействие Солнца на осадки проявляется неодинаково вследствие различной динамики циркуляции воздуха. Л. А. Вительс показал большое разнообразие в пространстве и во времени схематических ситуаций хода атмосферных осадков для разных комбинаций изменения интенсивности циклонической и антициклонической деятельности и 11-летних циклов солнечной активности.

Циклические колебания температуры воздуха и атмосферных осадков в бассейне Байкала обусловливаются взаимосвязанными циклическими колебаниями солнечной активности и циркуляции воздуха. Из рассмотренного ясно, что 11- и 22-летние солнечные циклы прямым образом влияют на развитие атмосферных процессов и климата в бассейне Байкала. Однако природные явления этого бассейна практически не имеют отмеченной строгой синфазной закономерности. Несмотря на сделанные оговорки, можно считать в первом приближении доказанным факт проявления

11- и 22-летних циклов солнечной активности в процессах формирования атмосферных осадков в бассейне Байкала.

Речной сток и уровенный режим.

Выявленные изменения четырех вышерассмотренных элементов — безусловно главнейшие в формировании многолетних колебаний речного стока и уровня оз. Байкал.

Циклические колебания речного стока и уровня озера определяются климатическими элементами и условиями подстилающей поверхности, воздействующих на изменение составляющей запаса влаги в бассейне. Влияние последней вызывает существенные смещения во времени циклических фаз в элементах климата и гидрологического режима. Даже горный рельеф бассейна, который благоприятствует интенсивному стеканию талых и дождевых вод, слабо отражается на сближении циклических фаз элементов. Поэтому циклические колебания притока воды в озеро и уровня Байкала как по своему характеру, так и по продолжительности имеют принципиальные различия в сравнении с изменениями атмосферных осадков (рис. 13г, д, е). Речной сток — главная составляющая приходной части водного баланса Байкала, поэтому он как интегральная характеристика определяет почти правильные синхронные колебания притока и уровня озера. Эти элементы также испытывают вековые и внутривековые циклические колебания. Если учесть взаимосвязь зимнего режима Ангары с температурой воздуха и водностью бассейна Байкала, то в первом приближении можно говорить и о сверхвековом проявлении солнечной активности в составляющих водного баланса.

Приток воды и уровень озера испытывают тенденцию общего векового повышения (рис. 13е и д), т. е. находятся в прямой связи с современным вековым солнечным циклом. В изменении этих составляющих водного баланса, как и атмосферных осадков бассейна, вековая цикличность выражена вполне четко, что будет показано в главе VI.

Циклические колебания притока и уровня озера также взаимосвязаны с солнечными внутривековыми циклами. Но теснота их определяется характером фазы и величиной ее сдвига, зависящей от воздействия составляющей запаса влаги бассейна и регулирующей роли озера. Поэтому внутривековые циклы притока и уровня озера имеют бóльшую продолжительность, чем аналогичные солнечные циклы.

Воздействие это выражается в трансформации циклических колебаний речного стока. Поэтому продолжительность внутривековых циклов притока в оз. Байкал и их характер структуры значительно отличаются от циклов атмосферных осадков. Действительно, здесь на протяжении текущего столетия наблюдались циклы притока в 1904—1929 и 1930—1958 гг., с соответственной продолжительностью в 26 и 29 лет.

Следует отметить, что в конце второго цикла (1947—1958 гг.) хорошо видна волна повышенного притока, которую можно было бы отнести к самостоятельному циклу. Однако на общем фоне цикла в этой волне прослеживается явная тенденция падения притока. Продолжительность этих циклов соответствует известному циклу Брикнера. В дальнейшем мы еще возвратимся к анализу этой последней цикличности. Что касается взаимного хода притока и солнечной активности, то он в седьмом и восьмом 22-летних циклах (см. рис. 13) носит противоположный характер, а в девятом 22-летнем цикле — параллельный. При подобном сочетании взаимосвязи, как и для атмосферных осадков, четным 11-летним циклам соответствуют повышенные осредненные значения притока воды и уровня озера, а нечетным 11-летним циклам — пониженные. Это и понятно, так как при пониженном уровне солнечной активности, который свойствен, как указывалось, нисходящим ветвям вековых солнечных циклов и восходящим ветвям в начале их развития, более мощным нечетным 11-летним циклам, характерно ослабление интенсивности цикло- и антициклонической деятель-

ности и повышение температуры воздуха, в сравнении с менее мощными четными 11-летними циклами. Для последних атмосферные процессы и температура воздуха (без седьмого 22-летнего солнечного цикла) идут параллельно друг другу, что создает благоприятные условия для повышения осадков и увлажненности бассейна, вследствие чего внутривековые циклические колебания водности образуются в бассейне Байкала в результате воздействия опосредствованных через пары четных и нечетных 11-летних солнечных циклов, изменений интенсивности цикло- и антициклонической деятельности и элементов климата. В подтверждение сказанному отметим, что в бассейне Байкала, с учетом упомянутых смещений фаз, рубежами внутривековых циклических колебаний интенсивности цикло- и антициклонической деятельности и температуры воздуха являются нисходящие ветви или минимумы четных 11-летних солнечных циклов, а рубежами аналогичных колебаний атмосферных осадков, притока воды в озеро и уровня озера — нисходящие ветви или минимумы нечетных 11-летних солнечных циклов.

Таким образом, приходим к выводу, что главнейшие элементы водного баланса оз. Байкал — приток воды и стояние уровня — отражают через циркуляцию воздуха и элементы климата современные циклические колебания солнечной активности.

Наконец, обратим еще внимание на взаимосвязь второстепенных циклических колебаний атмосферных осадков, притока воды и уровня озера. Большинство второстепенных циклов осадков имеет частое сходство с циклами притока. Их максимумы и минимумы находятся в тесном соответствии во времени. Только в отдельных циклах наблюдаются некоторые фазовые различия, что объясняется воздействием подстилающей поверхности водосбора на приток и возможных погрешностей при определении осадков в бассейне. Упомянутые циклы тесно связаны. В ходе уровня иногда отмечается запаздывание в основном до одного года за счет регулирования водных масс озером.

Глава V

ВОДНЫЙ БАЛАНС оз. БАЙКАЛ

История исследования водного баланса оз. Байкал, как известно, охватывает сравнительно большой период времени, однако произведенных работ в этом направлении пока недостаточно. Действительно, если количественные характеристики составляющих баланса, определенные в связи с проектированием и строительством каскада Ангарских ГЭС, могут рассматриваться вполне удовлетворительными, то процессы формирования атмосферных осадков, конденсации и испарения в пределах акватории озера еще слабо изучены. Подземный приток и отток озера в работах совершенно не отражены. Поэтому необходима постановка соответствующих исследований в целях получения реальной оценки упомянутых элементов в общем балансе озера. Кроме того, особенное внимание должно быть обращено и на вопрос изучения денивеляционных колебаний уровня воды озера на основе рационального размещения на его акватории приборов непрерывной записи.

Первая попытка определения многолетнего водного баланса оз. Байкал для неоднородного периода наблюдений в отношении расчета некоторых его составляющих, в связи с составлением Справочника по водным ресурсам СССР по Лено-Енисейскому району, была предпринята на Лимнологической станции АН СССР Г. Ю. Верещагиным (1935). В 1935 г. Ю. В. Александровский (Гидроэнергопроект, Москва), по-видимому, независимо от Г. Ю. Верещагина также занимался вопросом расчета водного баланса Байкала за период 1928—1930 гг., в связи с разработкой проекта для строительства Байкальской ГЭС. Весьма значительный недостаток материала за ранний период не позволил Г. Ю. Верещагину и Ю. В. Александровскому сколько-нибудь удовлетворительно решить поставленную задачу. Вместе с тем работы этих авторов по водному балансу Байкала стали основой для развития широких комплексных исследований гидрометеорологического режима в бассейне и на акватории этого озера.

Большое внимание этому вопросу уделил Б. С. Цейтлин, определивший в 1950 г. баланс озера за период 1899—1945 гг., затем он произвел уточнение данных баланса за указанный период, а также рассчитал его до 1955 г. (табл. 3). На первом этапе исследований расчет баланса производился Цейтлиным для проектного задания и на втором — для составления технического проекта Иркутской ГЭС.

Приток воды в озеро и испарение с его поверхности исследовались нами в Иркутской научно-исследовательской геофизической обсерватории в 1953—1955 гг., в связи с уточнением имеющихся представлений о величинах и характеристиках многолетнего и годового хода отдельных составляющих водного баланса оз. Байкал. Одновременно ставилась задача выявления причин, обусловливающих эти колебания, на материале большо-

Таблица 3

Средний многолетний баланс Байкала за период 1899—1955 гг.
(Цейтлин, 1959)

Элементы прихода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент	Элементы расхода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент
Поверхностный приток	1919	60,4	85,5	Сток	1914	60,2	85,2
Осадки	326	10,3	14,5	Испарение с поверхности	290	9,2	13,0
				Наполнение озера в среднем за год	4	0,1	0,1
Итого	2245	70,7	100	Итого	2208	69,5	98,3

Примечание. Несходимость баланса вследствие неучета подземного притока и оттока и погрешностей расчетов составляет 37 *мм*, 1,2 *км*³, 1,7%.

го количества данных наблюдений и более обоснованной, на наш взгляд, методики расчета. В итоге этих исследований водный баланс Байкала (табл. 4) был рассчитан за период 1901—1955 гг. (Афанасьев, 1959б, 1960б).

В табл. 4 невязка баланса в 4,4% была отнесена к приходной его части, в частности, к элементу подземного притока на том основании, что последний остается пока неизученным.

Таблица 4

Средний многолетний водный баланс Байкала за период 1901—1955 гг.

Элементы прихода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент	Элементы расхода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент
Осадки	294	9,26	13,2	Сток из озера	1933	60,89	86,8
Приток				Испарение	294	9,26	13,2
поверхностный	1834	57,77	82,4	Приращение уровня	0	0	0
подземный	99	3,12	4,4				
Итого	2227	70,15	100	Итого	2227	70,15	100

Из табл. 3 и 4 в общем можно заключить, что расчет водного баланса Байкала, при современном уровне его гидрометеорологической изученности, упомянутыми авторами произведен достаточно надежно, хотя при этом применялась различная методика исследований, а также и оценка исходного материала.

Вопросу изучения притока и многолетних колебаний уровня в озере также были посвящены работы Г. В. Лопатина (1957а, 1957б). Особо следует отметить проведенные в последние годы обширные исследования по тепловому балансу оз. Байкал В. И. Верболовым, В. М. Сокольниковым, М. Н. Шимараевым (1965).

В настоящее время составление водного баланса Байкала проводится обсерваторией Иркутского управления гидрометеорологической службы. Результаты этих определений использованы в данном исследовании за период 1956—1963 гг.

Вопросы морфометрии озера, использование материалов и методики расчетов при составлении баланса этого озера не приводятся, так как они

достаточно подробно изложены в работах Б. С. Цейтлина и автора. Однако при оценке точности определения элементов баланса некоторые упоминания в отношении методики их расчета будут приведены.

Элементы водного баланса

Водный баланс оз. Байкал в среднем может быть выражен уравнением вида

$$X + Y + W = Y_1 + W_1 \pm Z \pm \Delta H, \qquad (10)$$

где

X — атмосферные осадки на поверхности озера,
Y — поверхностный приток в озеро,
W — подземный приток в озере,
Y_1 — поверхностный сток из озера,
W_1 — подземный сток из озера,
Z — испарение с поверхности озера за вычетом конденсации,
ΔH — положительное или отрицательное приращение уровня воды озера.

В настоящей работе на основе гидрометеорологического материала рассматриваются элементы водного баланса Байкала за период 1901—1963 гг.

При расчете водного баланса площадь поверхности озера была принята постоянной (31500 *км*^{2}). Это не должно отразиться на результатах расчета, если учесть, что для Байкала характерны небольшие величины сезонных и годовых колебаний уровня, а также значительное преобладание участков с крутыми берегами.

Атмосферные осадки на поверхности озера определялись построением системы изогиет, не претендующей на большую точность, в особенности для южной части озера, так как для последней нет достаточно точных наблюдений и, кроме того, на нее, несомненно, распространяется влияние плювиометрического градиента от окружающих котловину озера высоких гор. Однако ошибка в определении осадков невелика, что подтверждается результатами расчета методом планометрирования в двух различных учреждениях (в Мосгидэпе Б. С. Цейтлиным и в Иркутской геофизической обсерватории автором). Так, их среднемноголетняя величина осадков на поверхности озера получилась соответственно равной 326 и 294 *мм* или с расхождением около 11%. Если учесть годовое количество осадков в 370 *мм*, полученное В. И. Верболовым, В. М. Сокольниковым, М. Н. Шимараевым (1965), то ошибка в определении осадков увеличится. Расхождение месячных и годовых значений осадков, как правило, не превышает этой величины и не выходит за пределы фактической точности измерения осадков особенно при измерениях в холодный период.

Точность расчета притока воды в оз. Байкал и стока из него по абсолютной величине неодинакова. Это объясняется недостаточной изученностью рек Байкала в отношении стока и более высокой точностью фактических данных в истоке р. Ангары. О точности произведенного расчета притока в озеро можно также до некоторой степени составить представление, опираясь на приведенные в указанной нашей работе (1959) результаты притока, полученные путем применения двух методов, а именно: учета притока с изученных частей водосборов по фактическим данным о стоке и с неизученных на основе локальных зависимостей стока от средней высоты речных бассейнов и метода аналогов.

Принимая результаты расчета среднемноголетнего притока в озеро по тому или иному методу, получим погрешность расчета, в среднем равную ±1,7%, что в пересчете на слой воды в озере составит ±31 *мм*. Для среднемесячных значений притока средняя ошибка не превышает ±3% (от 1 *мм* в марте до 7 *мм* в сентябре), за отдельные годы она возрастает до

Таблица 5

Водный баланс Байкала за отдельные годы (*мм*)

Год	Приход			Расход			Приращение уровня		Невязка баланса
	осадки	приток	итого	сток из озера	испарение	итого	рассчитанное	наблюденное	
1901	290	1391	1681	1542	209	1751	—70	—70	0
1902	256	1442	1698	1582	231	1813	—115	—60	—55
1903	238	1021	1259	1272	234	1506	—247	—190	—57
1904	225	1632	1857	1452	244	1696	+161	+270	—109
1905	231	1602	1833	1612	216	1828	+5	+80	—75
1906	333	2293	2626	2053	235	2288	+338	+370	—32
1907	290	2143	2433	2303	232	2535	—102	—40	—62
1908	238	2133	2371	2283	252	2535	—164	—30	—134
1909	236	1662	1898	2003	263	2266	—368	—250	—118
1910	281	1942	2223	1912	275	2187	+36	+140	—104
1911	243	1642	1885	1842	280	2122	—237	—110	—127
1912	264	1922	2186	1932	258	2190	—4	+100	—104
1913	236	1602	1838	1852	298	2150	—312	—160	—152
1914	307	1932	2239	1902	288	2190	+49	+140	—91
1915	272	1802	2074	1942	287	2229	—155	—50	—105
1916	177	1682	1859	1842	319	2161	—302	—70	—232
1917	291	1612	1903	1822	299	2121	—218	—120	—98
1918	227	1702	1929	1702	319	2021	—92	+90	—182
1919	320	2013	2333	1952	256	2208	+125	+170	—45
1920	239	1642	1881	1962	270	2232	—351	—230	—121
1921	207	1792	1999	1772	238	2010	—11	+110	—121
1922	299	1171	1470	1512	258	1770	—300	—280	—20
1923	209	1462	1671	1462	261	1723	—52	+80	—132
1924	235	1772	2007	1652	330	1982	+25	+210	—185
1925	277	1752	2029	1802	251	2053	—24	+50	—74
1926	283	1572	1855	1752	285	2037	—182	—90	—92
1927	358	1652	2010	1762	323	2085	—75	—20	—55
1928	230	1432	1662	1632	316	1948	—286	—120	—166
1929	279	1352	1631	1472	400	1872	—241	—50	—191
1930	377	1942	2319	1722	380	2102	+217	+340	—123
1931	385	2203	2588	2173	352	2525	+63	+160	—97
1932	420	3134	3554	2904	326	3230	+324	+140	—86
1933	311	2398	2709	2780	343	3123	—414	—350	—64
1934	338	1822	2160	2167	315	2482	—322	—240	—82
1935	257	2004	2261	2118	361	2479	—218	—10	—208
1936	353	2230	2583	2283	313	2596	—13	+170	—183
1937	335	2204	2539	2292	291	2583	—44	—20	—24
1938	451	2543	2994	2615	285	2900	+94	+250	—156
1939	223	1605	1828	2204	345	2549	—721	—550	—171
1940	400	2173	2573	2065	307	2372	+201	+220	—19
1941	318	2102	2420	2252	297	2549	—129	—50	—79
1942	315	1984	2299	2156	319	2475	—176	—10	—166
1943	283	1719	2002	1891	313	2204	—202	—130	—72
1944	372	1665	2037	1831	300	2131	—94	—10	—84
1945	325	1875	2200	1925	274	2199	+1	+140	—139
1946	244	1552	1796	1785	352	2137	—341	—220	—121
1947	327	1665	1992	1689	294	1983	+9	+140	—131
1948	400	2070	2470	2083	268	2351	+119	+200	—81
1949	378	2104	2482	2218	333	2551	—69	+10	—79

Таблица 5 (окончание)

Год	Приход			Расход			Приращение уровня		Невязка баланса
	осадки	приток	итого	сток из озера	испарение	итого	рассчитанное	наблюденное	
1950	331	1843	2174	2070	332	2402	—228	—150	—78
1951	284	2033	2317	2080	287	2367	—50	+50	—100
1952	367	2265	2632	2250	355	2605	+27	+80	—53
1953	244	1761	2005	1997	301	2298	—293	—250	—43
1954	282	1486	1768	1540	314	1854	—86	—140	+54
1955	266	1720	1986	1618	279	1897	+89	+80	+9
1956	275	1804	2079	1727	328	2055	+24	+80	—56
1957	316	1637	1953	1738	304	2042	—89	+20	—107
1958	195	1528	1723	1393	363	1756	—33	—100	+67
1959	309	2164	2533	1539	335	1874	+659	+640	+19
1960	336	2035	2371	1765	319	2084	+287	+280	+7
1961	317	2126	2443	1972	407	2379	+64	+20	+44
1962	253	2344	2597	1865	340	2205	+392	+420	—28
1963	284	1975	2259	1857	352	2209	+50	0	+50
Средний баланс	294	1849	2143	1907	300	2207	—64	+21	—85

±4% (70 *мм*), а за месяцы — до 6% (от 2 *мм* в феврале до 22 *мм* в июне). Данные по стоку из озера имеют ошибку, в среднем, около ±0,5—1% (±10—20 *мм*).

Установить более или менее реальную величину ошибки расчета испарения с водной поверхности Байкала при современной изученности гидрометеорологического режима затруднительно. В первом приближении она может быть оценена по результатам расчетов испарения с поверхности этого озера, которые были произведены в Мосгидэпе, в Лимнологическом институте СО АН СССР и в Иркутской обсерватории, а также по опытным данным наблюдений по наземному испарительному бассейну на Большом Ушканьем острове. Принимая эти данные, ошибка в расчете годовых значений испарения составит около ±7—10% (20—30 *мм*), а для периода охлаждения озера (сентябрь — декабрь), когда наблюдается наиболее интенсивное испарение, чем в период его нагревания,— до ± 10% (±8 *мм*).

Колебания уровня на Байкале регистрируются с точностью от ±1 до ± 2 *см* в период отсутствия денивеляционных явлений и несколько больше в период их влияния.

Подземный приток в озеро до самого последнего времени совершенно не изучен и поэтому не может быть учтен даже приближенно. По той же причине не представилось возможным достаточно надежно оценить и величину подземного стока из озера или фильтрацию в районе истока Ангары, где, как показывают данные гидрометрических наблюдений, он имеет место. Однако величины этих составляющих баланса незначительны и неучет их существенно не повлияет на общий приход-расход воды в оз. Байкал.

Водный баланс оз. Байкал за многолетний период и отдельные годы

В прежней нашей работе (1960) обращалось внимание на невязку баланса с отрицательным знаком, являющейся характерной почти для всех лет. Поскольку в этой работе ряд по балансу продлен за последние восемь

лет, то будет нелишним еще раз сказать о колебаниях величин невязок за период 1901—1963 гг., а также и их причины появления. Из табл. 5 видно, что предельные колебания невязки для годовых значений баланса достигают от — 232 *мм* (1916 г.) до + 67 *мм* (1958 г.). Средняя многолетняя величина невязки оказалась равной — 85 *мм*. Это указывает на то, что приходная часть баланса получилась меньше расходной и разница выражается в 3,9%. В той же работе мы предположительно указали, что эта невязка является не только следствием неучета составляющей подземного притока в озеро, но и погрешностей при определении других его элементов. Эти невязки изменяются для отдельных составляющих баланса в зависимости от периода в широких пределах, величины которых приводятся ниже. Необходимо обратить внимание на появление с 1958 г. преобладания положительной невязки в годовых величинах баланса. По-видимому, ее появление вызвано прекращением после 1959 г. изучения стока на ряде важнейших байкальских притоков, в число которых входят реки Голоустная, Сарма, Тыя, Томпа и др. Это, в свою очередь, отразилось на оценке фактического материала, особенно при определении элементов приходной его части с 1959 г., поскольку методика расчета баланса для Байкала не изменилась в сравнении с прежней. В результате величина отрицательной невязки баланса озера уменьшилась с — 99 *мм* для 1901—1955 гг. на — 85 *мм* для 1901—1963 гг. Современная степень изученности гидрометеорологического режима в бассейне оз. Байкал не позволяет дать более объективную оценку причин, вызвавших невязку баланса.

В результате приведенную величину невязки баланса мы целиком относим к приходной его части, в частности, к элементу подземного притока, полагая, что она по некоторым косвенным данным (распространение по юго-восточному побережью озера районов с мощным слоем залегания третичных и четвертичных отложений, а в котловине Байкала и теплых источников) может оказаться реальной. С учетом последнего допущения в табл. 6 приводятся данные о среднемноголетнем водном балансе озера за период 1901—1963 гг.

Таблица 6

Средний многолетний водный баланс Байкала за период 1901—1963 гг.

Элементы прихода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент	Элементы расхода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент
Осадки	294	9,26	13,2	Сток из озера . . .	1907	60,07	85,6
Приток				Испарение	300	9,45	13,4
поверхностный . .	1849	58,24	83,0	Расход	2207	69,57	99,0
подземный	85	2,68	3,8	Приращение уровня			
Приход	2228	70,18	100	озера	21	0,66	1,0
Итого	2228	70,18	100	Итого	2228	70,18	100

В приходной части баланса главной составляющей служит материковый сток (86,8%), а в расходной — сток из озера (85,6%). Другие его составляющие, как осадки (приход) и испарение (расход), играют в нем подчиненную роль, поскольку они соответственно не превышают 13,2 и 13,4% общей величины прихода и расхода воды в озере. Из приведенных цифр следует важный вывод: в многолетнем разрезе для водного баланса оз. Байкал характерно примерное равновесие, с одной стороны, между притоком воды в озеро и стоком из него и, с другой, между осадками на поверхности и испарением с поверхности озера.

Средний многолетний водный баланс оз. Байкал за период 1901—1963 гг. получился с превышением приходной части баланса над расход-

ной, равным 21 *мм* (табл. 6) в год, что указывает на накопление водных масс в озере, которое, по прежним исследованиям Б. С. Цейтлина и автора, не наблюдалось. Как будет показано ниже, его также не было и в среднем за период 1901—1958 гг. Это накопление относится к периоду 1959—1962 гг. и вызвано условиями эксплуатации Иркутской ГЭС при отметке нормального подпорного горизонта (НПГ).

Колебания элементов баланса

Оценка многолетних колебаний как отдельных элементов баланса, так и расхода-прихода воды в оз. Байкал производится по обычным календарным графикам их модульных коэффициентов к индексу $\Sigma K_м/n$. Из представленного на этой основе многолетнего хода составляющих водного баланса Байкала (рис. 14) следует, что в колебаниях элементов баланса озера от года к году проявляется цикличность малого и большого периодов.

В отдельные годы, например в 1916 и 1922 гг., отмечаются противоположные по знаку колебания значений осадков на водную поверхность озера и поступления воды из впадающих в озеро притоков. Естественно, что эти колебания объясняются различным в разные годы выпадением осадков в бассейне Байкала и на поверхности озера, а также из-за воздействия подстилающей поверхности. Аналогичные колебания, обусловленные не зависимыми от других элементов условиями формирования в разные сезоны отдельных лет, свойственны и испарению с поверхности озера. Основные величины притока и стока озера определяются таянием накопившихся в бассейне снегозапасов и выпадением летом дождей, а основные потери на испарение с поверхности озера, приходящиеся на осень и зиму, т. е. на период его охлаждения, зависят от интенсивности местной и общей циркуляции воздуха, которая в условиях Байкала изменяется довольно значительно.

Колебания элементов приходной части баланса более резки, чем расходной. Причина этого явления заключается в регулировании оз. Байкал стоком Ангары и относительно устойчивыми от года к году величинами испарения на Байкале, в сравнении с величинами, определяющими формирование элементов приходной части баланса.

Для многолетних колебаний отдельных элементов баланса совершенно отчетливо выделяются три чрезвычайно интересных в научном и практическом отношениях полных внутривековых цикла, которые по отношению к главнейшим элементам баланса озера (приток и сток) соответствуют 1904—1929, 1930—1946 и 1947—1958 гг. Первый из них характеризуется значениями элементов баланса озера ниже среднемноголетней их величины, второй — выше этой величины и третий — ниже последней, но выше величины первого цикла. Необходимо отметить, что в сравнении со среднемноголетней величиной внутри циклов пониженного баланса в отдельные годы и даже периоды наблюдаются повышенные значения баланса, а для повышенных циклов — пониженные значения.

Рассчитанные данные о приходе-расходе воды в озере за упомянутые циклы приведены в табл. 7, причем невязка водного баланса, полученная для этих циклов, также отнесена к приходной его части. В первом цикле осадки и приток в среднем наблюдались соответственно ниже на 10,5 и 4,8% по сравнению с среднемноголетними их величинами (см. табл. 5). В этом цикле наблюдалась аккумуляция воды в озере в среднем 7 *мм* в год, обусловившая к его концу повышение уровня на 19 *см*. Во втором цикле осадки и приток в среднем были соответственно выше среднемноголетних значений на 14,3 и 12,6%; в нем также отмечалась аккумуляция воды в среднем 6 *мм* в год, с повышением уровня в озере к концу цикла на 10 *см*. В третьем цикле осадки в среднем были выше на 4,1%, а приток ниже на 3,0% по сравнению со среднемноголетними их величинами. В этом цикле также наблюдалось, правда, небольшое накопление воды, составив-

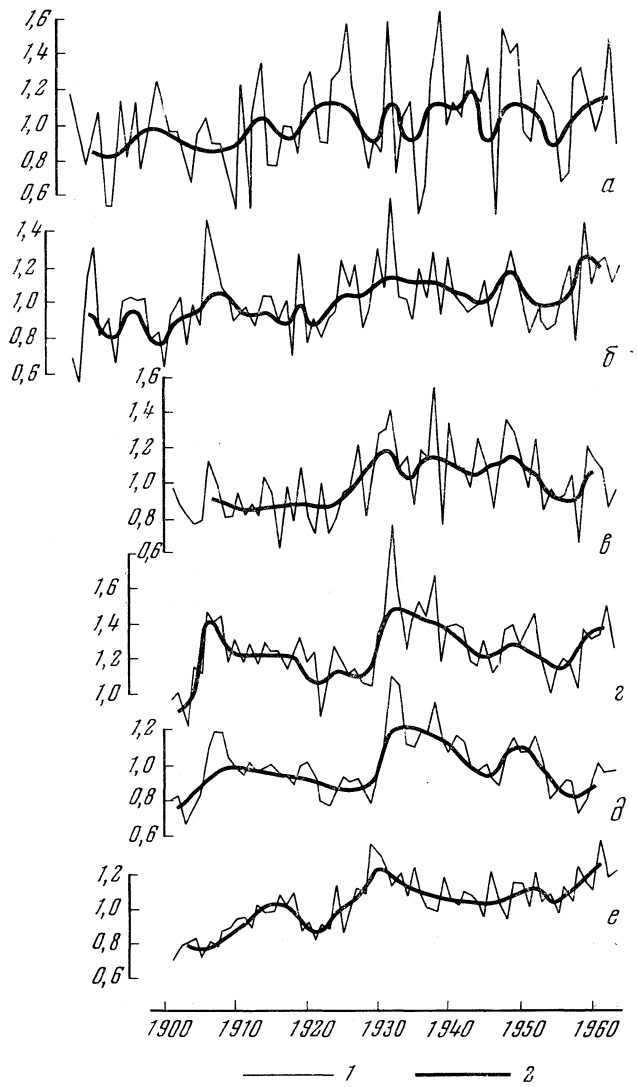

Рис. 14. Многолетние колебания элементов водного баланса оз. Байкал и связь их с определяющими элементами

1 — годовые значения: температуры (*а*) и осадков в бассейне (*б*), осадков на поверхности озера (*в*), притока (*г*), стока (*д*) и испарения (*е*); *2* — соответственно индексы $\Sigma X_м/n$

шее в среднем около 2 *мм/год*, которое повысило уровень озера на 2 *см*. Таким образом, в озере наблюдалось неуклонное накопление водных масс от первого цикла к третьему. Если в многолетнем разрезе для водного баланса озера характерной особенностью является равновесие между приходной и расходной его частями, то для внутривековых циклов оно отсутствовало, что объясняется не только разным накоплением и расходованием водных масс озера, но и различными гидрометеорологическими процессами в циклах, по-разному воздействующих на формирование элементов водного баланса озера. Для подтверждения этого и выяснения причин отмеченных колебаний были также использованы данные по температуре воздуха и атмосферным осадкам по шести метеорологическим станциям, расположенным в бассейне Байкала. Кроме того, была предпринята дополнительная обработка этих материалов для выяснения осредненных характеристик в разрезе годовых и сезонных их величин для отдельных

Таблица 7

Водный баланс оз. Байкал за внутривековые циклы

Элементы прихода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент	Элементы расхода	Слой, *мм*	Объем, *км*³	Процент
				1904—1929 гг.			
Осадки	261	8,22	12,4	Сток из озера	1815	57,17	86,4
Приток				Испарение	278	8,76	13,3
поверхностный	1727	54,40	82,3	Расход	2093	65,93	99,7
подземный	112	3,53	5,3	Приращение уровня			
Приход	2100	66,15	100	озера	7	0,22	0,3
Итого	2100	66,15	100	Итого	2100	66,15	100
				1930—1946 гг.			
Осадки	336	10,58	13,4	Сток из озера	2186	68,86	87,0
Приток				Испарение	322	10,14	12,8
поверхностный	2068	65,14	82,2	Расход	2508	79,00	99,8
подземный	110	3,47	4,4	Приращение уровня			
Приход	2514	79,19	100	озера	6	0,19	0,2
Итого	2514	79,19	100	Итого	2514	79,19	100
				1947—1958 гг.			
Осадки	306	9,64	14,0	Сток из озера	1867	58,81	85,6
Приток				Испарение	313	9,86	14,3
поверхностный	1826	57,52	83,7	Расход	2180	68,67	99,9
подземный	50	1,57	2,3	Приращение уровня			
Приход	2182	68,73	100	озера	2	0,06	0,1
Итого	2182	68,73	100	Итого	2182	68,73	100

Таблица 8

Средняя температура воздуха и сумма атмосферных осадков в бассейне оз. Байкал в рамках внутривековых циклов притока и стока озера

Элемент климата	1904—1929 гг.			1930—1946 гг.			1947—1958 гг.		
	холодный период (XI—III)	теплый период (IV—X)	за год	холодный период (XI—III)	теплый период (IV—X)	за год	холодный период (XI—III)	теплый период (IV—X)	за год
Температура воздуха	—17,7	8,9	—2,2	—17,4	9,0	—1,9	—17,7	9,0	—2,0
Атмосферные осадки	29	268	293	32	277	321	34	272	304

Таблица 9

Среднемесячный водный баланс Байкала (*мм*)

Элементы прихода-расхода	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
						1901—1958 гг.							
Осадки	6	4	5	10	22	41	67	57	37	16	15	12	292
Приток	31	26	24	76	231	332	316	277	254	156	60	42	1825
Приход	37	30	29	86	253	373	383	334	291	172	75	54	2117
Сток	142	128	117	105	113	142	181	210	224	215	184	156	1917
Испарение	1	1	4	18	16	—7	—26	9	36	68	89	87	296
Расход	143	129	121	123	129	135	155	219	260	283	273	243	2213
Приращение уровня	—109	—86	—84	—27	135	274	238	135	30	—127	—205	—174	0
Невязка баланса	+3	—13	—8	—10	—11	—36	—10	—20	+1	+16	+7	—15	—96
						1938 г.							
Осадки	4	4	6	18	40	87	91	80	73	17	14	17	451
Приток	36	23	25	136	234	514	460	278	445	252	82	58	2543
Приход	40	27	31	154	274	601	551	358	518	269	96	75	2994
Сток	172	138	135	123	137	180	263	299	312	330	284	242	2615
Испарение	1	—1	3	20	12	—11	—27	5	32	66	64	121	285
Расход	173	137	138	143	149	169	236	304	344	396	348	363	2900
Приращение уровня	—120	—100	—100	20	130	470	330	50	200	—130	—230	—270	+250
Невязка баланса	—13	—10	—7	—9	—5	—38	—15	+4	—26	+3	—22	—18	—156
						1946 г.							
Осадки	6	5	6	12	9	46	39	41	40	10	14	16	244
Приток	42	31	31	108	180	309	211	232	184	131	56	37	1552
Приход	48	36	37	120	189	355	250	273	224	141	70	53	1796
Сток	150	124	125	110	121	138	171	191	187	183	155	130	1785
Испарение	3	0	0	24	24	—10	—15	17	55	68	87	99	352
Расход	153	124	125	134	145	128	156	208	242	251	242	299	2137
Приращение уровня	—100	—90	—90	—10	70	240	120	80	—10	—100	—180	—150	—220
Невязка баланса	—5	+2	+2	—4	—26	—13	—26	—15	—8	—10	+8	—26	—121

внутривековых циклов притока и стока оз. Байкал (табл. 8). Среднегодовая температура воздуха и сумма атмосферных осадков от первого цикла ко второму увеличивались, а от второго цикла к третьему уменьшались (см. рис. 14, табл. 8), т. е. наблюдался соответственный характер в многолетнем (вековом) ходе климата бассейна оз. Байкал и главнейших элементов водного баланса — приток и сток озера. Аналогичная тенденция также свойственна осадкам и испарению с поверхности озера. При этом, однако, необходимо еще раз подчеркнуть, что между многолетним ходом температуры воздуха и атмосферными осадками в бассейне Байкала обычной корреляционной связи не существует (см. рис. 14). Связь же между атмосферными осадками и притоком воды в озере за период 1901—1963 гг. определяется коэффициентом корреляции, равным $0{,}73 \pm 0{,}06$. По-видимому, величина последнего реальна (хотя осадки и не были учтены на всей площади водосбора), поскольку в ходе этих элементов не наблюдается строгой синхронности (см. главу VII).

Циклоническая деятельность (табл. 8) в холодный период первого цикла была слабее, чем во втором, соответственно и фон температуры и осад-

ков изменился с пониженного на повышенный. В третьем цикле эта деятельность была ослабленной, но зимние осадки, по сравнению с предыдущими циклами, оказались повышенными, что, по-видимому, объясняется ненадежностью способа учета осадков в холодный сезон года.

Теплый период первого цикла по сравнению со вторым характеризуется пониженной температурой. Поэтому для второго цикла следовало бы ожидать меньшего количества осадков в бассейне, фактически же оно оказалось большим. В третьем цикле температура и осадки, по сравнению с первым, были повышенными.

Такое, на первый взгляд, противоречивое явление объясняется природными условиями исследуемого бассейна: горным рельефом и отчетливо выраженной вертикальной зональностью климатообразующих процессов (Афанасьев, 1959а), вследствие чего по фону повышенной температуры воздуха нельзя судить о степени развития циклоничности.

Действительно, анализируя материалы (глава XI) и сопоставляя данные исследований Н. А. Белинского (1957) и Н. К. Кононовой (1963), можно утверждать, что причиной повышенного количества осадков в бассейне Байкала, при высоких температурах в циклах, является усиление западно-восточного переноса на протяжении всей первой половины текущего столетия, обусловленного ветвью роста современного цикла солнечной активности.

С другой стороны, повышенное количество осадков, а следовательно, и повышение стока в озеро, при высоком общем фоне температуры воздуха во втором и третьем циклах, определяется не только вышеотмеченными атмосферными процессами, но и повышенной грозовой деятельностью в горах, обусловленной эффективно развивающимися в таких условиях конвективными процессами.

Таким образом, главнейшей причиной колебаний элементов водного баланса Байкала служат колебания климатических элементов в его бассейне, которые, в свою очередь, определяются циркуляцией воздуха, зависящей от циклических колебаний солнечной активности.

Взаимосвязь колебаний прихода-расхода и уровня воды в озере

Многолетние колебания прихода-расхода воды в озере (рис. 15а и б) по своему характеру мало отличаются от колебаний главнейших элементов водного баланса-притока воды в озеро и стока из него. Между тем сбалансированные элементы имеют более сглаженный ход. Это и понятно, так как они сглаживают отдельные резкие колебания, вызванные упомянутыми выше асинхронными колебаниями элементов, формирующихся в бассейне и на поверхности озера в отдельные годы.

Колебания годовых величин приходной части баланса (как и его составляющих) более резки, чем расходной, что подтверждается приведенными ниже величинами коэффициентов вариации. Следует отметить, что в ходе расходной части баланса характерной особенностью является некоторая инерция во времени. Это происходит, как уже упоминалось, вследствие естественного регулирования Байкалом стока р. Ангары. В зарегулированных условиях режима озера указанная инерция также сохраняется, особенно в маловодные периоды, когда должно предприниматься частичное многолетнее регулирование стока из озера и в многоводные периоды, когда будет восстанавливаться режим озера до НПГ.

Сама же инерция обусловливается разницей между приходом и расходом, характеризующей величину пополнения или расходования объема водных масс Байкала в долях среднемноголетней величины прихода-расхода воды в озере. Более подробно об этом будет сказано ниже. На фоне многолетних колебаний хорошо видны вышеустановленные внутривеко-

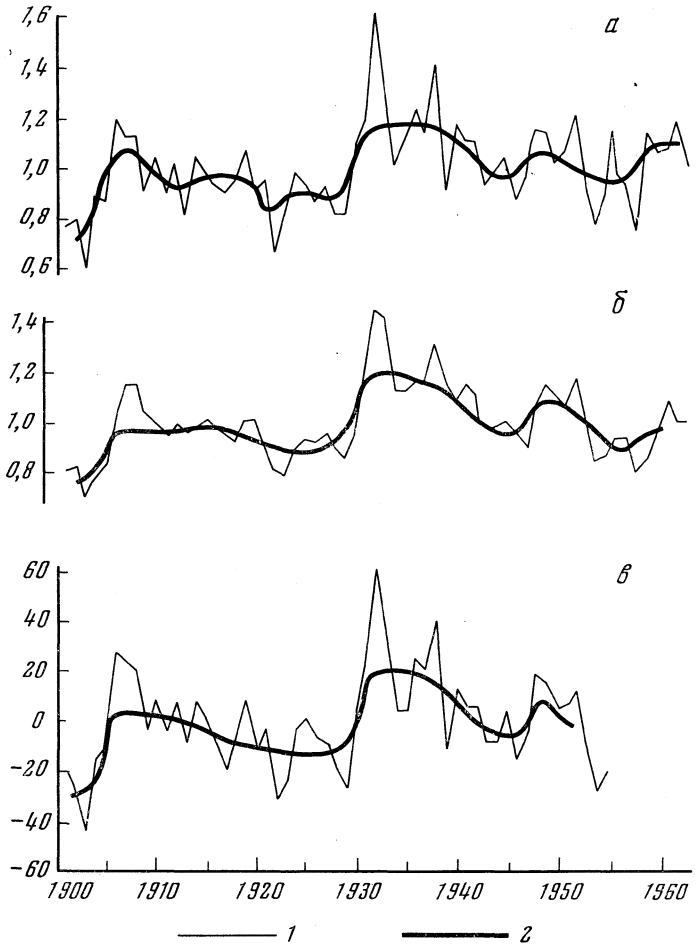

Рис. 15. Многолетние колебания прихода (*а*), расхода (*б*) воды в оз. Байкал и взаимосвязь их с уровнем воды на 1 января (*в*)

1 — годовые значения; *2* — индексы $\Sigma X_м/n$

вые циклы прихода-расхода воды озера, обусловленные отмеченными выше колебаниями климатических элементов в бассейне и акватории оз. Байкал.

Взаимосвязь между многолетними колебаниями прихода-расхода воды и уровня в озере совершенно отчетливо видна из рис. 15 а, б, в. Характер внутривековых циклов прихода-расхода воды в озеро почти полностью соответствует характеру аналогичных циклов уровня воды в нем. Следовательно, колебания уровня Байкала в разные годы и внутривековые циклы определяются различными соотношениями между приходной и расходной частями его водного баланса.

Таким образом, приходим к ранее установленному нами выводу о том, что следствием современных колебаний уровня Байкала являются колебания приходно-расходной частей водного баланса, обусловленные, в свою очередь, колебаниями климатических элементов в его бассейне. Последние, конечно, определяются степенью развития интенсивности процессов общей циркуляции атмосферы и условиями подстилающей поверхности, определяющей как местный влагооборот или циркуляционные процессы, так и трансформацию элементов климата и гидрологического режима.

Однако вопрос о влиянии эндогенных процессов в котловине оз. Байкал на изменения его уровенного режима до последнего времени оставался неосвещенным.

Проведенные в этом направлении исследования Н. П. Ладохина (1951, 1959), Е. К. Гречищева, А. Н. Афанасьева (1959, 1964) и другие показали, что оценить размах подвижности реперов водпостов и исторических знаков (засечек И. Д. Черского и др.) за отрезок времени около одного столетия не удается. Байкальские древние абразионные ниши указывают, что кристаллический фундамент в области береговой полосы испытывает в историческую эпоху неуловимые вертикальные тектонические движения. Это подтверждается весьма хорошо выраженным природным нивелированием абразионной полосы берегов.

Поскольку изменения приходно-расходной частей водного баланса Байкала взаимосвязаны с изменениями его уровня за период 1901—1963 гг., то можно считать, что в котловине Байкала не наблюдалось существенных движений земной коры в указанное время, которые могли бы отразиться на среднемноголетней величине уровня озера. По-видимому, порог стока из озера в районе истока р. Ангары в течение этого времени также оставался неподвижным.

Следовательно, причина изменения уровня Байкала за рассматриваемый период — экзогенные процессы.

Представляет определенный интерес вопрос изменения элементов прихода-расхода и приращения уровня воды оз. Байкал. Поскольку основой режим озера выражается в изменении приращения уровня воды, то вышеприведенное уравнение баланса озера может быть дано в следующем виде:

$$\pm \Delta h = f\,[(X + Y + W) - (Y_1 + W_1 \pm Z)] \tag{11}$$

или в интегральном выражении:

$$\sum_1^t \pm \Delta h = f\left[\sum_1^t (X + Y + W) - \sum_1^t (Y_1 + W_1 \pm Z)\right]. \tag{12}$$

Если первое слагаемое правой части этого уравнения обозначить через P, а второе — через R и ввести положение уровня в начальный момент времени (H_{to}), то в окончательном виде получим:

$$H_t = H_{t_0} \pm \int_{t_0}^{t} (P - R)\, dt, \tag{13}$$

где H_t — уровень озера в момент времени t;

H_{t_0} — уровень озера в начальный момент времени t_0;

P — приход воды на единицу площади озера;

R — расход воды с единицы площади озера.

Следовательно, повышение уровня, или аккумуляция водных масс в озере, наступает при превышении суммарного годового прихода воды над суммарным годовым расходом, а понижение уровня воды, или сработка озера, — при обратных их величинах. Другими словами, формирование колебаний уровня воды Байкала обусловливается колебаниями элементов прихода и расхода воды в нем, что наиболее наглядно подтверждается графиками зависимости годовых величин этих элементов (рис. 16). При построении равнозначных линий годового приращения уровня воды в озере невязки в годовых величинах баланса были отнесены к приходу. Площадь поверхности озера была принята постоянной, так как никак не отразилась на приращении уровня, поскольку она меняется с колебанием уровня мало (до 3,0%). Наконец, равнозначные линии построены с учетом разности приходной и расходной частей годового баланса.

На рис. 16 зачерненными точками показаны величины элементов баланса для лет повышения уровня Байкала при эксплуатации Иркутской ГЭС. Эти точки говорят об аккумуляции или подъеме воды в озере. Кроме

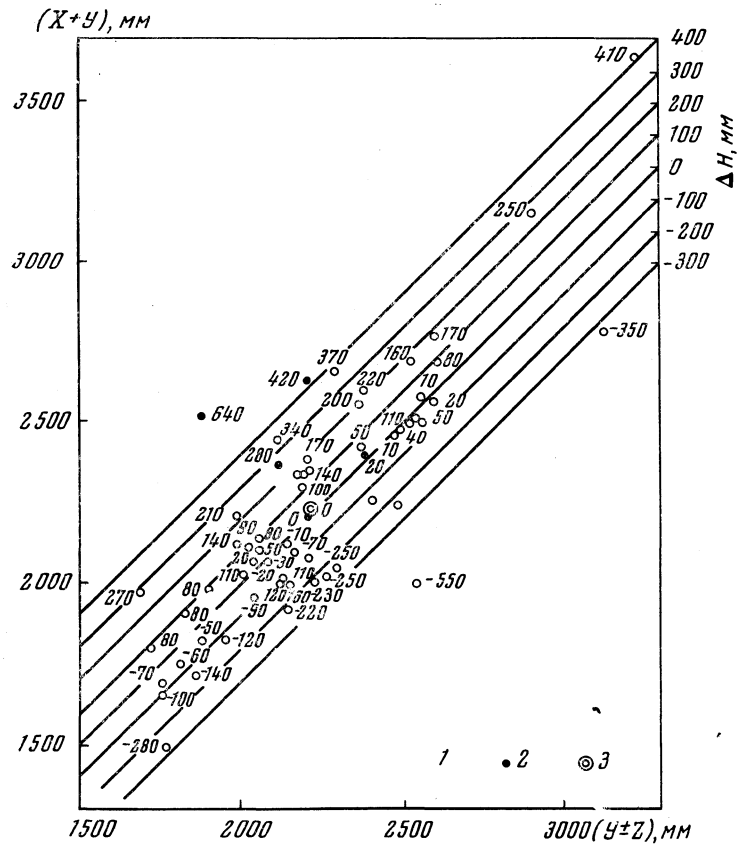

Рис. 16. Графики связи между годовыми значениями прихода, расхода и приращения уровня воды оз. Байкал

1 — годовые значения естественного режима; *2* — то же, зарегулированного; *3* — среднемноголетнее значение за 1901—1958 гг.

того, приращение уровня 20 *мм* (1961 г.) указывает на излишнюю величину стока из озера (около 180 *мм*), которая могла быть обращена на накопление его водных масс. В 1963 г. (точка с приращением уровня 0 *мм*) приход воды [1] в озеро оказался равным расходу из него — случай удачного сочетания использования природных ресурсов в новых условиях уровенного режима Байкала.

Таким образом, полученные графики зависимости (см. рис. 16) позволяют вполне определенно охарактеризовать соотношение годовых величин прихода-расхода и приращения уровня как для естественного, так и зарегулированного режима Байкала. Поэтому можно констатировать, что колебания уровня воды оз. Байкал в любых условиях режима, как и бессточных озер и водоемов (Андреянов Г. В., 1959), определяются колебаниями приходно-расходной частей этого озера.

Графики зависимости прихода, расхода и приращения уровня могут быть использованы для оценки величин расходования и пополнения объема водных масс Байкала, в зависимости от величины прихода за отдельные годы и периоды. Более наглядной такая оценка может быть в том случае, если учитывать условия неизменности среднемноголетней величины расхода воды из озера. Для этого необходимо предварительно определить вероятные колебания годового прихода воды в озеро. Коэффициенты ва-

[1] Для Байкала еще не разработан долгосрочный прогноз уровня воды на год.

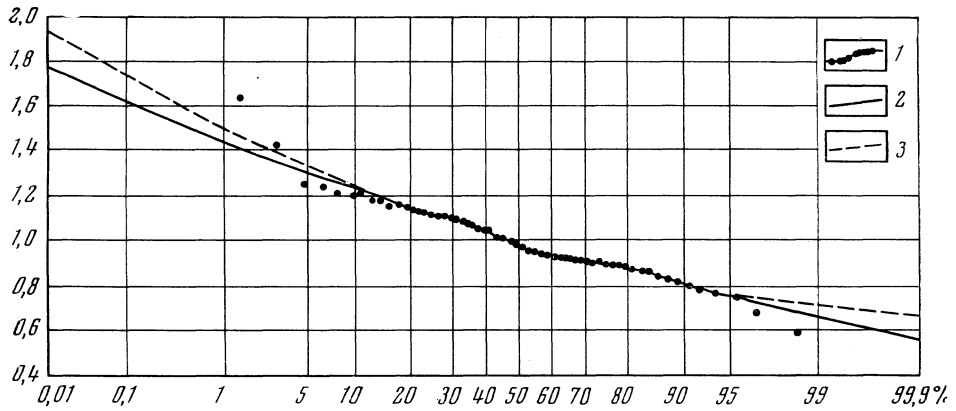

Рис. 17. Кривые обеспеченности годового прихода воды в оз. Байкал

1 — эмпирические точки, вычисленные по формуле $P\% = m/(n+1)\ 100$; *2* — $C_s = 2C_v$; *3* — $C_s = 5C_v$

риации и асимметрии годовых величин прихода воды в оз. Байкал вычисленные по непосредственным наблюдениям и частично восстановленным данным о приходе за период 1901—1963 гг., получились соответственно равными 0,17 и 0,82 или $C_s \simeq 5C_v$. Высокое значение C_s объясняется сравнительно малыми отрицательными отклонениями годового прихода от среднемноголетней его величины в третьей степени (за счет поступления в озеро в основном повышенного речного стока в маловодные годы). Произведенный анализ эмпирических данных и теоретических кривых обеспеченности (рис. 17) показывает, что расчет вероятных колебаний годовых величин прихода воды в озеро целесообразно выполнить по соотношению $C_s = 2C_v$.

Рассмотрим сначала случай сработки объема водных масс Байкала. Как известно, для определения маловодных лет или периодов, в зависимости от поставленной задачи, может быть принята любая расчетная величина обеспеченности в пределах >50%. Рассчитанные для соотношения $C_s = 2C_v$ годовые величины прихода воды Байкала различной обеспеченности и полученные по графикам (см. рис. 16) приращения уровня при условии среднемноголетнего стока из озера приводятся ниже:

Обеспеченность, %	Модульный коэффициент	Приход воды, *мм*	Приращение уровня в озере, *мм*
60	0,94	2090	—110
70	0,90	2010	—190
80	0,85	1880	—320
90	0,78	1740	—460
95	0,72	1600	—600
99	0,63	1400	—800

Из приведенных данных видны весьма большие пределы изменения сработки уровня в озере в маловодные годы при среднемноголетнем стоке из него. Интересно, что при 80—90% обеспеченности выделяются хотя и непродолжительные, но очень глубокие по величине прихода воды периоды. При 80% обеспеченности эти периоды наблюдались в 1901—1903, 1922—1923 и 1928—1929 гг. Соответственно приход воды в озеро колебался в пределах 1753—1316 *мм*, 1803—1490 *мм* и 1828—1822 *мм*. Низким был приход также в 1954 г. (1714 *мм*) и 1958 г. (1656 *мм*). Если Иркутская ГЭС в аналогичные периоды будет срабатывать среднемноголетнюю величину стока, то при двух-трех годах подряд уровень озера будет сработан до среднемноголетней отметки естественного режима (см. рис. 16).

При 90% обеспеченности маловодными периодами с меньшими величинами прихода можно назвать 1901—1903, 1922, 1954 и 1958 гг. Это при том же потреблении воды еще в большей степени будет отражаться на сработке уровня воды озера, а следовательно, и на увеличении его многолетней амплитуды колебаний.

Рассчитанные для многоводных лет годовые величины прихода воды оз. Байкал различной обеспеченности и отвечающие им приращения уровня, при условии среднемноголетнего стока из озера, даны ниже. Из выводов видно, что пополнение объема водных масс изменяется от 500 *мм* до 340 *мм*.

Обеспеченность, %	Модульный коэффициент	Приход воды, *мм*	Приращение уровня в озере, *мм*
1	1,44	3210	1010
5	1,30	2900	700
10	1,22	2700	500
20	1,14	2540	340
30	1,08	2410	210
40	1,03	2300	130

При минимально наблюдаемом приходе (1903 г.), обеспеченность которого около одного раза в 60—80 лет, сработка уровня озера составит 900 *мм*, а при максимальном (1932 г.), с обеспеченностью свыше одного раза в 150 лет, накопление водных масс в озере получится равным 1440 *мм*. Реальность этих величин не вызывает сомнения. Они находятся в полном согласовании с выполненными ниже расчетами уровенного режима Байкала за период 1747—1958 гг.

Годовой ход элементов водного баланса

Исследование месячных водных балансов в естественных и зарегулированных условиях режима озера имеет большое практическое и научное значение, поскольку позволяет вскрыть важнейшие закономерности изменения элементов баланса во внутригодовом разрезе. Необходимость составления таких балансов тесно связана с использованием их в практических целях.

Анализ показывает, что естественный режим Байкала наблюдался до 1958 г. включительно. Это подтверждается следующими соображениями и расчетами. Строительство Иркутской ГЭС было начато в 1950 г., и первый промышленный ток она дала в 1956 г. Период развернутого строительства Иркутской ГЭС (1953—1958 гг.) протекал в условиях низкой водности в пределах бассейна Байкала. Он относится к фазе окончания внутривекового цикла притока воды в озеро 1947—1958 гг. Это обстоятельство, несомненно, в известной мере способствовало успешному строительству сооружения.

Наполнение Иркутского водохранилища и повышение уровня воды в оз. Байкал до НПГ осуществлялось в три срока. В первый период (декабрь 1956 г.— апрель 1957 г.) подъем уровня в водохранилище достиг 12,7 *м*, или отметки 444,68 *м*. К концу второго периода (август 1957 г. — сентябрь 1958 г.) водохранилище было наполнено до отметки уровня воды в Байкале (454,90 *м*). К концу 1958 г. уровень в водохранилище был снова сработан на 25 *см*. Сопряжение уровня воды озера и водохранилища наблюдалось только в августе — октябре 1958 г. Третий срок наполнения водохранилища до НПГ отмечен выше. Таким образом, период строительства на р. Ангаре Иркутской ГЭС и частичной ее эксплуатации в 1950—1958 гг. не отразился на режиме озера, и его режим в период 1901—1958 гг. принимается за естественный.

Годовой ход водного баланса оз. Байкал для характерных лет рассматривается в обоих случаях его режима. Самым многоводным за период на-

блюдений естественного режима озера был 1932 год. Однако из-за недостатка наблюдений месячные балансы для этого года определить не представилось возможным. Поэтому за высокий по водности был принят 1938 год, который по элементам баланса был несколько ниже 1932 г. Наименьшим по водности за тот же период был 1903 год. По вышеуказанным причинам в расчетах в качестве маловодного были использованы данные за 1946 год. Экстремальные значения водного баланса за 1938 и 1946 гг. выходят во внутривековой цикл 1930—1946 гг.

Анализ месячных балансов за принятые годы (табл. 9) прежде всего показывает преобладание отрицательной невязки балансов, по сравнению с положительной, причем ее величина и знак различны для разных месяцев. Изменение невязок достигает от — 36 *мм* до + 16 *мм* для среднемноголетнего периода, от — 38 *мм* до +4 *мм* для наибольшего (1938 г.) и от — 26 *мм* до +8 *мм* для наименьшего (1946 г.). Таким образом, колебания невязок месячных балансов для характерных годов заключены в узких пределах, что дает основание говорить об аналогичных колебаниях и за другие периоды и годы. Необходимо напомнить, что при учете подземного стока в озеро невязка с отрицательным знаком несколько уменьшается, а с положительным увеличивается. Однако такое уточнение, как показывает анализ, не изменит указанной устойчивости невязок, а следовательно, и ошибок в расчете месячных балансов Байкала.

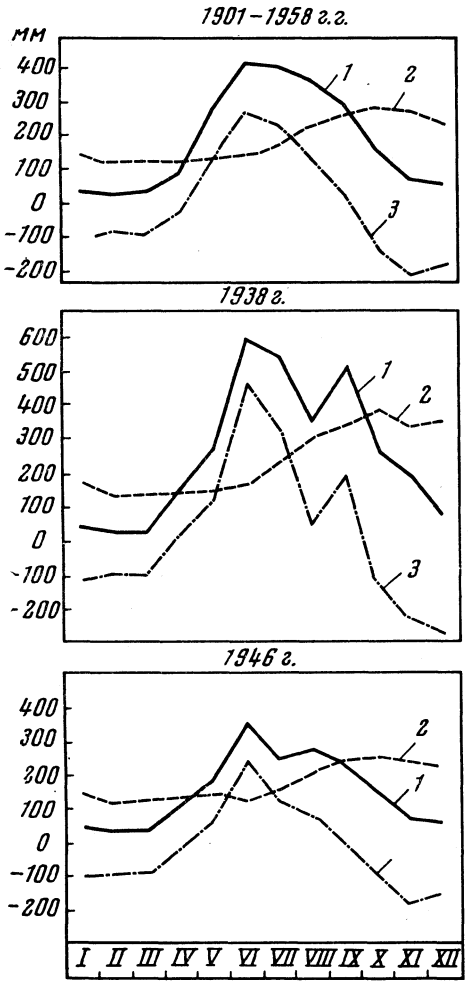

Рис. 18. Годовой ход прихода-расхода и приращения уровня воды в оз. Байкал за период 1901—1958 гг.
1 — приход; *2* — расход; *3* — приращение

Сопоставление показывает, что полученные величины невязки месячных балансов в подавляющем своем большинстве для главнейших элементов (приток и сток) находятся в пределах допустимой точности определения и превосходят эту точность для второстепенных (осадки и испарения). Такое сочетание ошибок объясняется различной точностью определения отдельных элементов баланса. В приходе-расходе баланса озера ошибки, как правило, не превышают точности расчета.

Годовой ход прихода-расхода воды в оз. Байкал за период 1901—1958 гг. с учетом отнесения невязки баланса к приходной его части, т. е. к элементу подземного притока, приведены в табл. 10 и рис. 18. В табл. 10 даны значения элементов за некоторые месяцы, несколько отличающиеся от ранее приведенных (см. табл. 9). Эти изменения сделаны в результате вынужденной разверстки ошибок при сведении приходной и

расходной частей баланса, полученных при определении отдельных его элементов. Указанная разверстка произведена с учетом фактической точности расчета элементов и их удельного веса в приходе-расходе баланса.

Наибольший приход воды в озеро (в процентах от годового) наблюдается в июне (18,1%), а наименьший — в феврале (1,5%); наибольший расход воды из озера приходится на октябрь (12,9%), а наименьший — на февраль (5,4%). Две первые цифры дают величину отношения 11,8, что указывает на слабую зарегулированность в году прихода воды в озеро; отношение двух последних цифр равно 2,4, что свидетельствует о высокой зарегулированности в году расхода воды из озера. Из расчетов видно, что аналогичные цифры сохраняются без существенных изменений для многоводного (1938) и маловодного (1946) годов. Интересно отметить, что для значительно разнящихся по величине водоемов, как Каспийское и Аральское моря и оз. Севан, зарегулированность расходной части баланса в году составляет 7—8, т. е. в три раза больше, чем для оз. Байкал.

Разница между моментами наступления наибольшего среднемесячного прихода (июнь) и расхода (октябрь) составляет 4 месяца; наименьшие их значения наступают одновременно (в феврале).

Данные табл. 10 свидетельствуют также и об отрицательных значениях приточности воды в Ангару ($Q_A \pm \Delta d$) в период ноябрь-декабрь. Так, сток из озера за период 1901—1958 гг. составил в ноябре 180 *мм* и в декабре 161 *мм*, а приращение уровня воды в озере соответственно получилось равным 205 *мм* и 174 *мм*. Это объясняется, как справедливо замечает Б. С. Цейтлин (1959), значительными величинами испарения с водной поверхности озера в осенне-зимний период, а не явлениями стока в южной части Байкала, как указывал Г. Ю. Верещагин (1936б).

За характерные годы для зарегулированного режима озера в качестве месячных балансов используются балансы, составленные в среднем за период 1959—1963 гг. и 1959 и 1963 гг. (табл. 11). Особенность этих лет — перелом в сторону повышения водности в бассейне Байкала, который наблюдался с 1959 г., когда приход воды в озеро за 1959—1963 гг. в среднем превышал среднемноголетнюю величину на 13,7% и в отдельные годы не опускался относительно ее. Нужно сказать, что эти годы были удачно использованы для наполнения

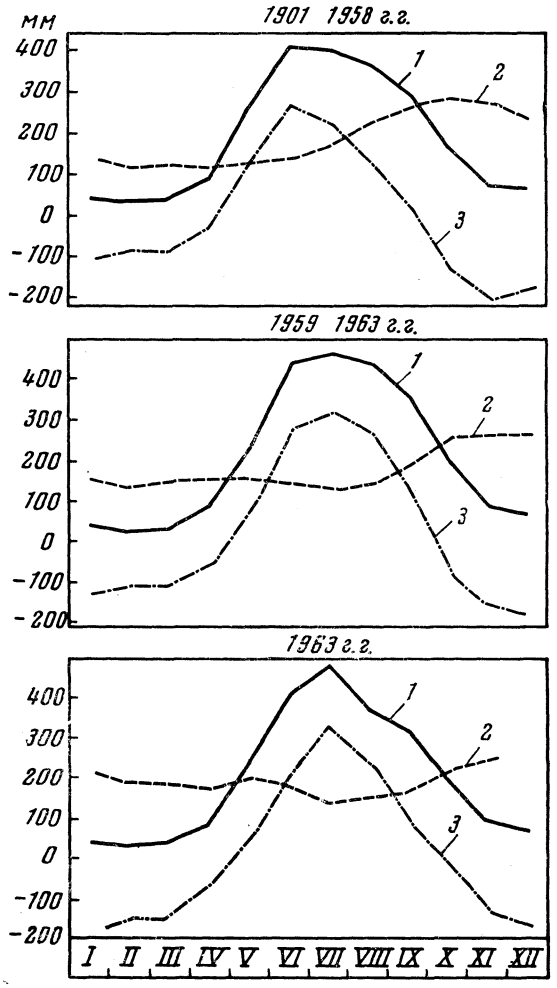

Рис. 19. Годовой ход прихода-расхода и приращения уровня воды в оз. Байкал за 1959—1963 гг.

1 — приход; *2* — расход; *3* — приращение

Таблица 10

Среднемесячный водный баланс оз. Байкал за 1901—1958 гг. (*мм*)

Элементы прихода-расхода	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Осадки	6	6	8	10	22	41	67	54	35	16	14	13	292
Приток													
поверхностный	29	27	32	82	233	343	309	287	241	135	59	48	1825
подземный . .	1	1	1	4	13	17	17	15	14	9	2	2	96
Приход	36	34	41	96	268	401	393	356	290	160	75	63	2213
Сток	144	119	119	103	115	140	183	214	220	219	180	161	1917
Испарение . . .	1	1	4	18	16	—7	—26	9	36	68	96	80	296
Расход	145	120	123	121	131	133	157	223	256	287	276	241	2213
Приращение уровня	—109	—86	—84	—27	135	274	238	135	30	—127	—205	—174	0

Таблица 11

Среднемесячный водный баланс оз. Байкал (*мм*)

Элементы прихода-расхода	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
1959—1963 гг.													
Осадки	8	4	4	11	16	46	69	69	28	13	19	17	304
Приток	33	25	27	75	224	388	391	362	320	177	63	47	2132
Приход	41	29	31	86	240	434	460	431	348	190	82	64	2436
Сток	154	136	143	129	138	141	136	135	161	180	170	176	1799
Испарение . . .	2	2	7	28	20	0	—6	12	35	75	92	85	352
Расход	156	138	150	157	158	141	130	147	196	255	262	261	2151
Приращение уровня	—130	—110	—110	—60	90	280	320	270	130	—70	—160	—180	270
Невязка баланса	+15	+1	—9	—11	—8	—13	+10	+14	+22	+5	—20	—17	+15
1959 г.													
Осадки	17	2	6	18	21	63	61	97	26	17	26	15	369
Приток	27	21	22	59	205	485	319	415	331	183	60	44	2171
Приход	44	23	28	77	226	548	380	512	357	200	86	59	2540
Сток	109	95	102	95	110	115	146	160	151	157	153	156	1539
Испарение . . .	4	1	8	25	15	—4	—10	—2	27	77	101	93	331
Расход	113	96	110	120	115	111	136	158	178	234	254	249	1874
Приращение уровня	—110	—80	—60	—20	120	430	250	330	160	—40	—160	—180	640
Невязка баланса	+41	+7	—22	—23	—9	+7	—6	+24	+19	+6	—8	—10	+26
1963 г.													
Осадки	4	3	3	10	14	66	54	73	26	7	11	11	282
Приток	35	26	30	67	216	325	416	285	276	179	71	49	1975
Приход	39	29	33	77	230	391	470	358	302	186	82	60	2257
Сток	203	178	166	138	169	169	131	129	115	133	163	164	1858
Испарение . . .	0,5	3	9	29	22	2	—2	16	44	68	74	86	352
Расход	204	181	175	167	191	171	129	145	159	201	237	250	2210
Приращение уровня	—180	—150	—150	—70	40	200	320	230	—90	—20	—140	—170	0
Невязка баланса	+15	—2	+8	—20	—1	+20	+21	—17	+53	+5	—15	—20	+47

водохранилища и подъема уровня озера до проектной отметки. В среднем сток из озера, по отношению к приходной части баланса за период 1959—1963 гг., составил 73,0%. В результате уже в 1962 г. была достигнута проектная отметка уровня озера. Его уровень повысился на 1 *м* 36 *см*, относительно среднемноголетней величины за период 1901—1958 гг. (см. табл. 5). Наибольшее приращение уровня воды озера в период наполнения наблюдалось в 1959 г. (64 *см*) и наименьшее — в 1963 г. (0 *см*).

Интересно, что при максимальном приходе воды в озеро в 1932 г. и общей высокой водности в смежных с ним годах приращение уровня составило лишь 41 *см*, значительно меньше, чем в 1959 г., когда приход воды в озере был ниже 1932 г. на 28,7%. В 1963 г., когда приток превышал среднемноголетнюю величину на 5,1%, приращение уровня получилось равным 0,0 *см*. Это указывает на предельное регулирование байкальских вод за весь период эксплуатации Иркутской ГЭС.

Что касается соотношения элементов прихода-расхода баланса в новых условиях режима озера, то (табл. 11 и рис. 19) во внутригодовом ходе прихода воды в озеро, в сравнении со среднемноголетним, наблюдается хорошая согласованность. Однако при расходе воды из озера отмечаются принципиальные различия. Причина этих различий объясняется исключительно регулирующей ролью стока из озера Иркутской ГЭС, рассчитанной на годичное, а частично и многолетнее регулирование прихода воды в озеро. В самом деле, если для естественного режима в среднем многолетнем разрезе уже с мая наблюдалось увеличение стока из озера, которое не прекращалось до октября, то для зарегулированного состояния озера в среднем в 1959—1963 гг. в период июнь (июль) он уменьшался, а в период август — ноябрь хотя и увеличивался, но не превышал среднемноголетней величины при большем значении притока в озеро за эти годы.

Еще большая регулирующая роль проявилась в 1963 г., когда сток из озера в период июль — сентябрь держался на уровне зимней межени р. Ангары, а в зимне-весенние месяцы значительно его превышал. Приток воды в озеро в 1963 г. был на 5% выше среднемноголетней величины, что и обеспечило достаточно планомерное регулирование водных ресурсов озера в 1963 г. с полным сохранением аккумулированных в нем вод в 1959—1962 гг. В период 1959—1963 гг. (см. табл. 11) несколько увеличились условия зарегулированности в году стока из озера (1,8) по сравнению с прежним режимом (2,4). Для зарегулированного режима Байкала разница между моментами наступления наибольшего среднемесячного расхода воды из озера и наибольшего среднемесячного прихода в него составляет 5 месяцев; наименьшие их значения наступают неодновременно (февраль — апрель). В новых условиях режима озера также сохраняется величина отрицательной приточности воды в Ангару ($Q_А \pm \Delta d_Б$) в период ноябрь-декабрь.

Как следует из табл. 11 и рис. 19, при зарегулированном режиме Байкала наблюдается не только сохранение гидрологической инерции между приходной и расходной частями водного баланса озера, но даже ее увеличение. Это особенно хорошо видно из данных баланса за 1963 год, когда водные ресурсы озера использовались весьма рационально. В этом году максимум прихода воды в озеро наблюдался в июле, а максимум расхода воды из озера — в декабре, т. е. с инерцией в 5 месяцев. Увеличение этой инерции возникает вследствие предусмотренного в основном сезонного регулирования стока из озера или его перераспределения внутри года в целях рациональной выработки электроэнергии Иркутской ГЭС в период максимального ее потребления, в холодную часть года.

Теперь рассмотрим взаимозависимость прихода, расхода и приращения уровня воды оз. Байкал на основе последовательного суммирования месячных значений этих элементов, рассчитанных для естественного и зарегулированного его режима. Из приведенного выше уравнения (13) сле-

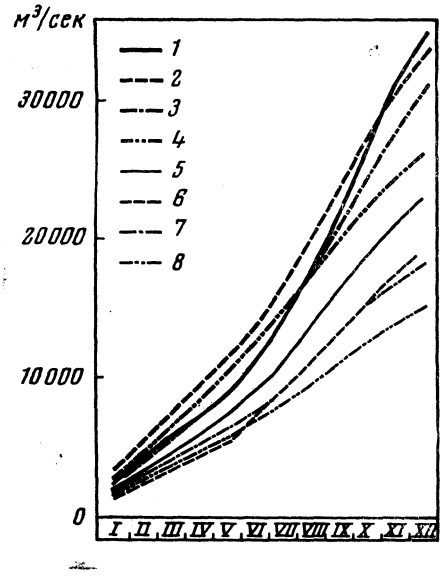

Рис. 20. Интегральные кривые стока из оз. Байкал

1 — 1932 г.; *2* — 1933 г.; *3* — 1938 г.; *4* — 1939 г.; *5* — средняя многолетняя; *6* — 1955 г.; *7* — 1954 г.; *8* — 1903 г.

дует, что для естественного режима озера повышение уровня воды или аккумуляция водных масс в озере во внутригодовом разрезе наступает при превышении суммарных месячных значений прихода воды над суммарными месячными значениями расхода конкретного года, а понижение уровня воды, или сработка водных масс в озере,— при обратных их величинах.

Анализ обобщенных данных по стоку из озера в виде интегральных кривых, полученных за некоторые характерные годы в отношении водного баланса Байкала (рис. 20), показывает, что эти кривые дают наглядное представление о различном в разные годы изменении интенсивности стока из озера. Момент наступления роста интенсивности стока из Байкала в Ангару приходится на май-июнь, максимум ее наблюдается в течение июля — сентября, а иногда, в годы с выпадением существенных осенних дождей, длится и до октября и даже до ноября. Падение интенсивности стока начинается в октябре (ноябре) и продолжается до апреля. Четкая закономерность в гидрологической инерции для всех кривых свойственна только в период с ноября по май.

Различие в характере интегральных кривых стока из озера обусловлено неодинаковой в разные годы интенсивностью элементов приходной части водного баланса Байкала и величиной приращения уровня воды в нем. Примером таких различий могут служить годы с повышенной (1938 г.) и пониженной (1954 г.) интенсивностью притока воды и осадков на поверхность озера, в которые интегральные кривые стока по своему характеру существенно отличаются от лет со среднемноголетней или близкой к ней интенсивностью приходной части баланса озера. Приращение же уровня воды в озере вызывает положительные или отрицательные отклонения стока из озера от среднемноголетней его величины в вышеуказанный период спада. Таким образом, различный характер интенсивности приходной части баланса и приращения уровня воды отражаются на отклонениях стока из озера от среднемноголетней его величины с разным знаком.

Описанная взаимозависимость прихода-расхода и приращения уровня воды озера, как это было показано выше, в общем сохраняется для большей части года и в новых условиях режима Байкала. Однако при зарегулированном состоянии величина стока из озера лимитируется потреблением воды Иркутской ГЭС.

Таким образом, регулирующая роль Байкала на внутригодовое распределение стока Ангары как в естественных, так и в новых условиях режима не постоянная, изменяется в зависимости от различной в разные годы интенсивности элементов приходной части баланса и величины приращения уровня воды в озере.

На рис. 21 представлены графики связи между суммарными месячными значениями прихода, расхода и приращения уровня воды оз. Байкал, с учетом принятых выше допущений (см. рис. 16). Суммирование этих элементов произведено от начала аккумуляции воды в озере (ап-

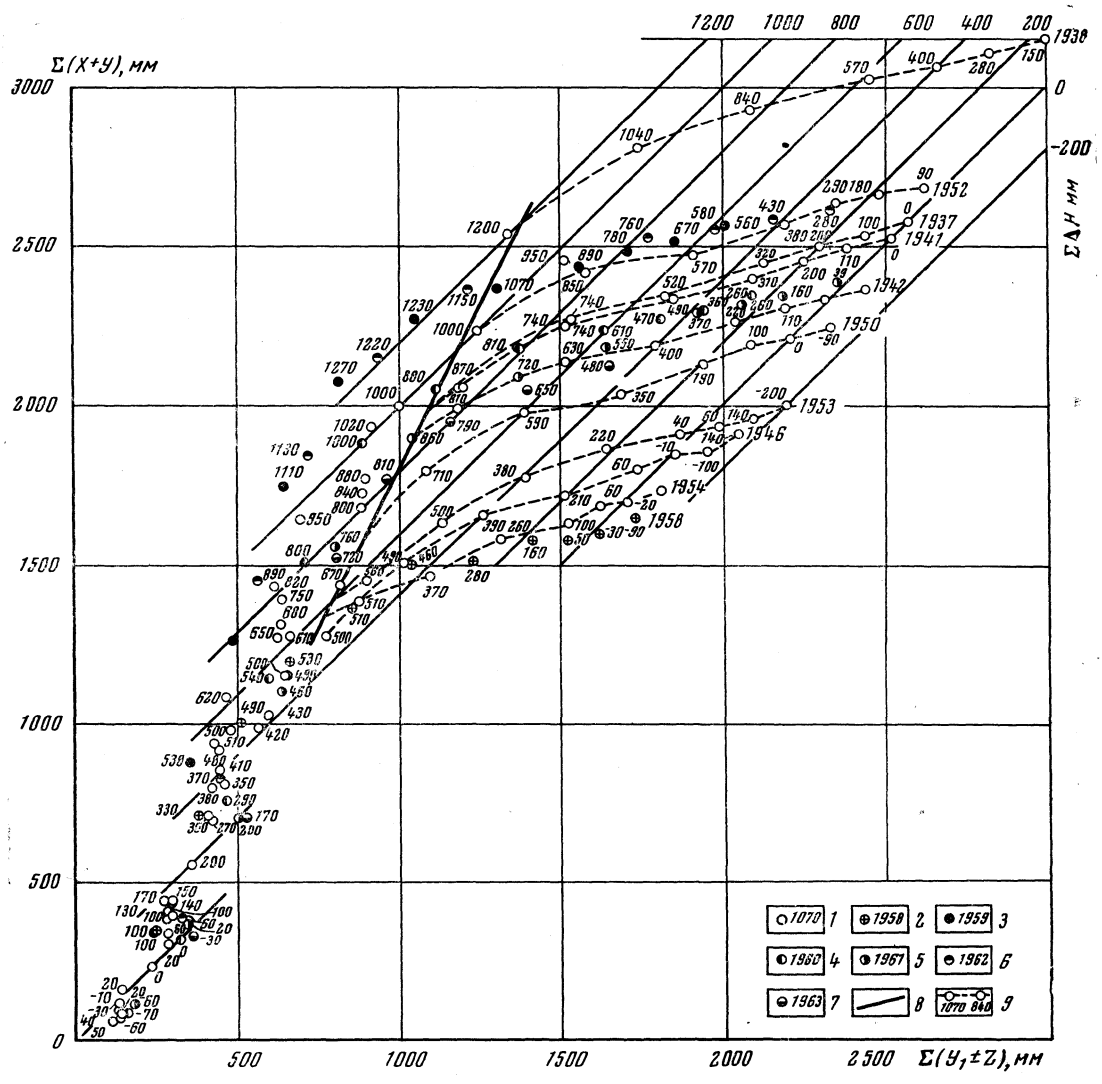

Рис. 21. Графики связи между суммарными месячными значениями прихода, расхода и приращения уровня воды оз. Байкал

1 — значения естественного режима; *2* — 1958; *3* — 1959; *4* — 1960; *5* — 1961; *6* — 1962; *7* — 1963; *8* — кривая максимального суммарного приращения уровня воды; *9* — кривые сработки уровня воды озера

рель). На графике построена система равнозначных кривых приращений уровня воды в озере. Здесь дана кривая максимального суммарного приращения уровня для естественного режима озера, построенная по данным наибольших годовых его приращений, и отделяющая кривые аккумуляции (слева) от кривых сработки (справа). Эта кривая представляет собой амплитуду максимальных среднемесячных уровней воды в Байкале за период 1933—1958 гг., за который представилось возможным определить месячные значения элементов водного баланса озера.

Кривые приращений уровня воды указывают на пределы колебаний аккумуляции и сработки водных масс в Байкале, обусловленные различной в разные годы интенсивностью прихода-расхода воды в озере. В самом деле, в годы с высокой интенсивностью прихода воды в озеро и низ-

ким стоянием уровня сток из озера обычно наблюдается ниже среднемноголетнего и приращение уровня растет быстро. В годы же с низкой (против среднемноголетней) интенсивностью прихода и высоким стоянием уровня в озере сток из него высокий и приращение уровня изменяется медленно. Определенному диапазону значений прихода-расхода воды отвечают равные величины приращений уровня воды в озере.

Причем во внутригодовом разрезе с большим размахом наблюдается тенденция увеличения значений прихода, по мере увеличения значений расхода. Это есть следствие неодинаковой в разные годы водности в бассейне Байкала (см. рис. 21).

Интегральный внутригодовой ход приходно-расходных частей водного баланса Байкала за 1956—1958 гг. весьма хорошо отражает естественные условия его режима, поскольку в эти годы, как отмечалось, предпринималось лишь наполнение Иркутского водохранилища (см. рис. 21). Интегральная кривая прихода-расхода воды за 1959 год для периода аккумуляции, а частично и сработки водных масс озера значительно отклоняется влево от аналогичных кривых, характеризующих бытовой его режим, занимая на графике наибольшее крайнее положение. В своем окончании она также смещена вверх по отношению к кривым 1937 и 1952 гг., в которые наблюдалась примерно такая же величина водности. Указанное смещение этой кривой объясняется задержкой части байкальских вод с целью повышения уровня воды, в соответствии с рабочим заданием по эксплуатации Иркутской ГЭС. Это подтверждается, например, тем, что при одних и тех же величинах прихода-расхода воды в мае 1938 и 1959 гг. и прихода в июне расход воды из озера в 1959 г. был в два раза меньше, чем в 1938 г., а в марте 1959 г. по сравнению с 1937 и 1952 гг. он оказался уменьшенным на 600 *мм*.

Как следует из рис. 21, в ходе расхода воды из озера в 1959 г. в отдельные периоды наблюдалась определенная равномерность. Расход воды из озера с небольшими отклонениями в июле, августе и сентябре составлял 150 *мм*; в октябре, ноябре и декабре — 250 *мм*; в январе, феврале и марте — 150 *мм*. Повышенный расход воды из озера во второй период объясняется потерями части водных масс на испарение.

Таким образом, Иркутская ГЭС в указанные месяцы 1959 г. потребляла в среднем за сутки около 5 *мм* слоя байкальских вод и за счет регулирования прихода к концу года аккумулировала в озере 640 *мм* слоя воды.

Ход интегральных кривых прихода-расхода воды озера для периода аккумуляции (1960—1962 гг.) в сравнении с таковым для естественного режима, а также 1959 г. имеет принципиально отличительный характер. Вышеотмеченная величина накопления воды в озере в 1959 г. позволила в апреле и мае 1960 г. несколько увеличить сток из озера, конечно, в целях повышенной выработки электроэнергии Иркутской ГЭС. Поэтому участок интегральной кривой за этот год для апреля — июня отклоняется вправо от кривых естественного режима. Аналогичное явление свойственно и кривым за 1961—1962 гг. В июле же интегральные кривые за 1960—1962 гг. примерно согласуются с кривыми бытового режима озера. Но в августе — марте они отклоняются влево за счет регулирующего уменьшения стока из озера, направленного, с одной стороны, для нормальной выработки электроэнергии, с другой — для наполнения водохранилища до заданной отметки в начале этого периода (август — октябрь), когда водность наблюдается особенно высокой.

Таким образом, повышение уровня воды в Байкале и эксплуатация Иркутской ГЭС в 1959—1963 гг. оказывали влияние на все без исключения элементы водного баланса озера.

Использование гидрологической инерции между приходом и расходом воды озера для долгосрочного прогноза уровенного режима

Произведенный выше анализ внутригодового водного баланса озера представляет практическое значение и для разработки методики прогнозов уровня воды. Понятно, что вопрос этот имеет чрезвычайно большое принципиальное значение, поскольку такие данные в настоящее время являются основными для планирования: выработки электрической энергии Иркутской и Братской ГЭС; строительства Илимской ГЭС; эксплуатации водного пути Ангара-Енисей и других не менее ответственных водохозяйственных мероприятий.

На основе рассмотренных закономерностей внутригодового хода элементов баланса ниже приводится методика прогноза среднемесячного и среднедекадного уровней воды Байкала. В методике использован принцип гидрологической инерции между приходом и расходом воды озера, который, как говорилось, сохраняется и для зарегулированного его режима.

Существует мнение, что при разработке методики прогнозов элементов баланса озер и водохранилищ должно уделяться внимание лишь составляющей притока воды. Вряд ли своевременна дискуссия по вопросу о преимуществе разработки того или иного элемента баланса, тем более, если с помощью метода поставленная задача решается достаточно точно. Несомненно, что и методика прогноза притока и методика прогноза стояния уровня водоемов являются актуальными задачами современной гидрологии, поскольку знания о гидрометеорологическом режиме озер и водохранилищ еще недостаточны. Поэтому необходимо всячески расширять исследования по проблемам притока и уровня водоемов.

Наиболее целесообразно сочетать исследования по методике прогнозов притока и уровня водоемов, так как такое сочетание оправдано и дает возможность заблаговременного предсказания. Использование подобных способов, по-видимому, ограничено вследствие ошибок, возникающих в результате суммирования погрешностей с одинаковым знаком.

Из приведенных выше материалов, видно, что роль подземного стока в озеро и фильтрации из него [1] в общем водном балансе весьма мала; более ощутимая величина в нем — испарение, но внутригодовое распределение его от года к году довольно устойчивое. Поэтому перечисленными элементами баланса можно пренебречь.

С учетом этих допущений и вышеотмеченной инерции между приходом и расходом воды озера для предсказания приращения уровня в нем может быть предложена следующая зависимость:

$$\sum_{1}^{n+1} \Delta h = f\left[\sum_{1}^{n}(x+y), \sum_{1}^{n} y_1\right], \qquad (14)$$

где $\sum_{1}^{n+1} \Delta h$ — суммарное приращение уровня за последующий месяц (май), вычисляемое от начала аккумуляции воды в озере (апрель), $\sum_{1}^{n}(x+y)$ — суммарный приход воды за предыдущий n-й — месяц, вычисляемый от начала аккумуляции воды в озере (апрель), и $\sum_{1}^{n} y_1$ — суммарный сток из озера также за предыдущий месяц и от начала аккумуляции воды в озере.

[1] Фильтрация из озера, по косвенным расчетам, оценивается в 3,8% (Афанасьев, 1960).

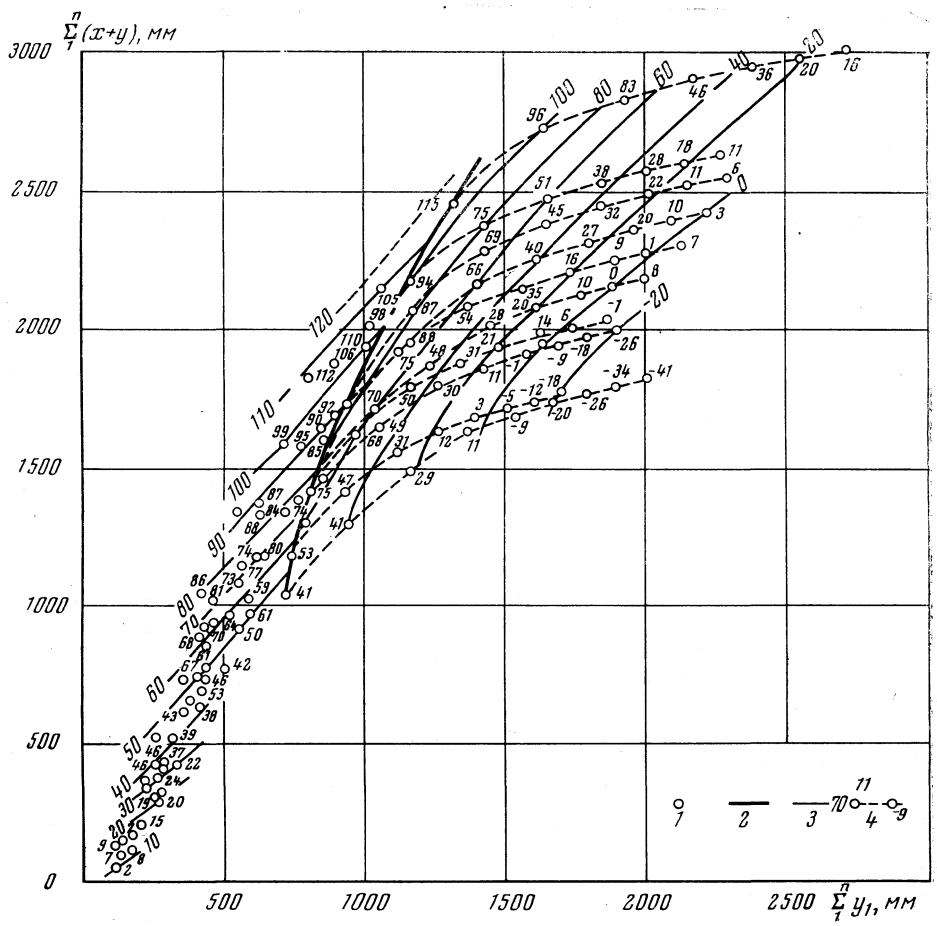

Рис. 22. Зависимость суммарного приращения уровня воды в озере за последующий $n+1$-й месяц (*см*) и суммарного прихода воды в озере от суммарного расхода воды из него за предыдущий n-й месяц (*мм*)

1 — суммарные приращения уровня воды (*см*); *2*—кривая максимального суммарного приращения уровня воды; *3* — кривые равных приращений уровня воды; *4* кривые сброса водных масс из озера

На графике (рис. 22) построена система равнозначных кривых приращений уровня воды в озере для периода аккумуляции и сброса водных масс. Здесь же, по данным наибольших годовых приращений уровня, показана кривая максимального суммарного приращения уровня, разделяющая кривые первого периода (слева) и второго (справа). Естественно, что она характеризует амплитуду максимальных среднемесячных уровней воды в Байкале. При сравнении графиков (см. рис. 21 и рис. 22) видно, что кривые различаются своей кривизной, которая является следствием принятых при построении допущений.

По графикам зависимости (см. рис. 22), для периодов аккумуляции и сброса водных масс, можно составить прогноз среднемесячного значения уровня воды Байкала с заблаговременностью в один месяц. Однако в последний период (ноябрь—апрель), с учетом приема гидрологической инерции, заблаговременность прогноза можно увеличить до двух-трех и более месяцев. При этом уточнение прогноза представляется необходимым. Прогноз по этой методике практически может выпускаться 2-го числа каждого месяца. Он составляется по вычисленным значениям прихода и расхода воды озера, путем определения по графику суммарного прира-

щения уровня, которое следует прибавить к среднемесячному значению уровня воды за апрель по водомерному посту у ст. Байкал [1].

Данные по оценке предлагаемой методики прогноза среднемесячных величин уровней для разных месяцев находятся в пределах 81—100%[2] при обеспеченности отклонений от среднемноголетних величин месячных приращений уровня от 40 до 75%. Обеспеченность допустимой погрешности для мая получалась равной 33% вследствие малой в этот месяц амплитуды приращения уровня воды в озере. Таким образом, точность прогноза по предлагаемому методу, как правило, не превышает среднемесячных отклонений уровня воды на водпостах озера, которые вызываются сгонно-нагонными и сейшевыми денивеляциями, достигающими в условиях режима Байкала до 7 *см*, а иногда несколько больше (Афанасьев, 1959б). Вышеизложенная методика может быть также применена к прогнозу среднедекадного уровня Байкала.

Соображения о будущем режиме озера

Повышение уровня воды Байкала на 1,36 *м*, т. е. практически до оптимальной проектной отметки Иркутской ГЭС, по сравнению с его средней многолетней отметкой за период 1901—1958 гг. сказалось на увеличении площади озера, глубине и объеме водных масс и на уменьшении его водосборного бассейна. Так как почти весь периметр представлен крутыми берегами, то площадь озера увеличилась незначительно, в основном за счет затопления дельт и устьевых участков крупных рек Селенги, Верхней Ангары и Баргузина. Расчеты, выполненные ранее в Московском отделении института Гидроэнергопроекта, а также позднее автором, показывают, что площадь озера увеличилась примерно на 1000 *км*^{2}, или с 31 500 *км*^{2} до 32 500 *км*^{2}. Соответственно произошло уменьшение площади водосборного бассейна Байкала.

Повышение уровня и связанные с ним изменения площади акватории и водосбора озера, по-видимому, не могут сколько-нибудь существенно повлиять на макропроцессах влагооборота между озером и сушей. Вследствие этого ожидать изменения атмосферных осадков на поверхности оз. Байкал не следует. В мелководной зоне процессы испарения будут протекать более интенсивно, чем с поверхности открытого Байкала. Однако испаряющаяся с этой зоны влага и перенос какой-то ее части в пределы бассейна также не отразится на повышении речного стока тех районов, где она будет аккумулироваться, ведь величина испарения с упомянутой площади будет мала.

В результате сокращения площади водосбора на 1000 *км*^{2} среднемноголетняя величина притока воды в озеро уменьшится незначительно (при среднегодовом модуле стока порядка 4 *л/сек* с 1 *км*^{2} слой уменьшения стока составит 0,4 *мм*, или 0,02% к общему притоку воды в озеро), поэтому ею можно пренебречь.

В новых морфологических условиях огромной глубоководной части озера можно ожидать незначительных изменений в скорости испарения, так как повышение уровня на указанную величину практически не изменит теплозапас в деятельном слое. Величина испарения с мелководной части озера, как показывают данные по наземным испарительным бассейнам, расположенным в различных частях озера, составит около 500—550 *мм*. Примерно 50% этой величины покрывается выпадающими на ее поверхность осадками. Следовательно, потери на испарение площади 1000 *км*^{2} будут равны 0,3 *км*^{3}, что дает 3,2%, или 10 *мм* к среднемноголет-

[1] Лучшую точность дадут уровни, рассчитанные средневзвешенным способом по ряду водомерных постов.

[2] Наставлением по службе прогнозов допускается ошибка в 20% от многолетней или расчетной амплитуды прогнозируемого элемента.

ней величине испарения со всей площади озера. Цифра в 3,2% далеко не выходит за пределы точности существующих методов расчета испарения, поэтому ее можно во внимание не принимать.

При увеличении площади акватории и объема водных масс не следует также ожидать заметных изменений величины стока из озера, по сравнению с современной ее среднемноголетней величиной. Следовательно, бытовые величины элементов водного баланса Байкала сохраняются без существенных изменений и при повышении уровня озера на указанную величину.

Что касается регулирования стока из озера Иркутской ГЭС, то оно оказывает значительное влияние на накопление и сработку запасов воды и вообще на уровенный режим озера. Сток из озера, в сравнении с естественным режимом, получает перераспределение.

Поскольку Иркутская ГЭС рассчитана в основном на сезонное, а частично и многолетнее регулирование прихода воды в оз. Байкал, что подтверждается вышепроизведенным анализом его водного баланса, то именно многолетнее регулирование вод Байкала, в условиях отчетливо выраженной внутривековой цикличности элементов приходной части баланса, безусловно отразится на увеличении амплитуды колебаний уровня воды в оз. Байкал. Очевидно, при неизменных условиях ангарского порога в истоке р. Ангары это увеличение слагается из естественной многолетней величины амплитуды колебаний уровня озера (217 *см*) и нормального подпорного горизонта (НПГ) Иркутской ГЭС, превышающего на 97 *см* максимальный уровень 1869 г., или с общей амплитудой в 314 *см*. Однако в условиях эксплуатации ГЭС предусмотрено, что выше НПГ будут наблюдаться циклические сезонные и денивеляционные колебания уровня в озере (для двух последних колебаний это обстоятельство уже имело место), которые дополнительно увеличат многолетнюю амплитуду колебаний уровня в нем.

В многоводные периоды, при обеспечении НПГ, потребление стока Иркутской ГЭС может практически осуществляться без применения сезонного и тем более многолетнего регулирования прихода воды в озеро. В летне-осенние месяцы таких периодов, очевидно, возникает необходимость в сбросе избытка вод, поскольку возможность сбережения их ограничена расположением на берегах озера промышленных объектов и населенных пунктов. Однако в целях полной гарантии нормальной эксплуатации ГЭС целесообразно применение частичного сезонного регулирования притока и в многоводные периоды. В эти периоды характер распределения расхода воды из озера будет в основном похож на естественный режим.

При среднемноголетней величине прихода воды в Байкал, а также и к ней близким величинам внутригодовое регулирование озера будет рациональным. В данном случае, очевидно, повысится роль гидрологической инерции в месячных максимумах прихода и расхода воды, поскольку нагрузка работы станции рентабельна в осенне-зимнее время года. Естественно, такая инерция, благодаря сезонному регулированию стока, может быть сведена к минимуму, но в этом нет необходимости.

Дело в том, что в целях рационального использования общих водных ресурсов единой системы эксплуатации Ангаро-Енисейского каскада ГЭС весьма полезно не только сохранить условия природной асинхронности во внутригодовом ходе водных режимов бассейнов, но и дополнительно создать эти условия путем сезонного регулирования внутригодового притока в водохранилищах Байкала и Енисея. И регулирующая роль водных масс Байкала в этой асинхронности будет выступать наиболее отчетливо.

В маловодные же периоды придется применять сезонное и многолетнее регулирование водных ресурсов Байкала с обязательным изъятием аккумулированных вод из озера, накопленных в предшествующие много-

водные годы. Для годовых отрезков времени расходная часть баланса превысит приходную. В данном случае увеличится инерция в годовом ходе прихода и расхода воды, по сравнению с естественным режимом озера. Воды Байкала в единой системе ГЭС и по природным условиям их внутригодового режима должны максимально использоваться в холодный сезон года. Однако объем аккумулированных вод в озере, как следует из приведенных выше цифр, несмотря на огромную его акваторию, ограничен. Следовательно, амплитуда колебаний уровня воды в озере в фазе роста или спада полного внутривекового (и тем более векового) цикла при зарегулированном его режиме определяется большим размахом, чем при естественном.

Таким образом, повышение Иркутской ГЭС уровня воды в Байкале на вышеуказанную величину превращает его в водохранилище со своеобразным сезонным, а частично и многолетним регулированием водных ресурсов.

Интересно отметить, что величина отношения групп многоводных (3000 *мм*) и маловодных (1500 *мм*) лет во внутривековой изменчивости прихода в озеро равняется 2,0. Эта цифра очень весома и должна обратить на себя внимание при эксплуатации общего каскада Ангарских ГЭС. В целях эффективной выработки гидроэнергии этим каскадом придется вынужденно обращаться к займу вод у Байкала в период маловодий. Но в этом случае амплитуда колебаний уровня озера еще более увеличивается.

Глава VI

ИССЛЕДОВАНИЕ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Колебания уровня по данным наблюдений

Вопросы изученности уровенного режима оз. Байкал, их научного обобщения, анализа и оценки фактических наблюдений достаточно подробно рассмотрены в работах А. В. Вознесенского (1897), В. Б. Шостаковича (1926а), П. М. Дмитриевского и В. А. Баранова, а также в исследованиях Г. Ю. Верещагина (1936б), Г. В. Лопатина (1957б), Б. С. Цейтлина (1959) и А. Н. Афанасьева (1959б, 1960б). Поэтому мы здесь на них не останавливаемся.

Следует сказать, что ряды уровней по оз. Байкал имеются у ст. Байкал за период 1869—1871 и 1887—1960 гг., причем до 1896 г. они были неоднородными и проводились в с. Култуке (1869—1871 гг.) и в пос. Лиственичном (1887—1896 гг.). Фактические уровни у ст. Байкал тоже не свободны от перерывов, а именно: с августа 1901 г. по декабрь 1906 г., с мая 1917 г. по май 1920 г. и с марта 1921 г. по 11 января 1922 г. Приведенные к нулю графика водомерного поста у ст. Байкал уровни за 1869—1871 и 1887—1896 гг. недостаточно точны не только вследствие указанных причин, но еще и потому, что в первый период они проводились эпизодически, во второй — со значительными перерывами (1888—1889, 1895—1896 гг.) и без регулярной привязки к футштоку. Аналогичные недостатки присущи и уровенным данным по ст. Байкал за восстановленные периоды до 1922 г.

Закономерности формирования многолетних колебаний уровня Байкала в настоящее время исследованы недостаточно. Впервые на взаимозависимость уровней Байкала с атмосферными осадками, насколько нам известно, обратил внимание А. В. Вознесенский (1897), считавший, что годовой ход кривой максимальных уровней повторяет кривую атмосферных осадков. В ходе же средних и минимальных уровней отмечается их запаздывание относительно хода осадков на один год.

Позднее В. Б. Шостакович (1926б) также исследовал вопрос взаимозависимости годового уровня озера с годовыми суммами атмосферных осадков, в результате он подтвердил выводы А. В. Вознесенского. Он писал, что средний уровень озера за какой-нибудь год находится главным образом в зависимости от осадков прошлого года. Однако из приведенных этим автором материалов подобного заключения сделать нельзя. К аналогичному заключению пришел в 1938 г. Г. Ю. Верещагин. Выводы этих исследователей верны лишь для некоторых малых или второстепенных циклических колебаний уровня и осадков. Для циклов же большей длительности, порядка внутривековых, указанное повторение не является закономерностью. Например, атмосферные осадки в период 1892—1903 гг.

обладали тенденцией роста, а уровень (высший и низший) озера испытывал падение. Это в той же мере относится и к данным 1915—1916 и 1918 гг. Конечно, многолетний ход уровня Байкала полностью определяется атмосферными осадками бассейна, но взаимозависимость его от осадков очень сильно осложняется температурой воздуха и условиями подстилающей поверхности.

На периодические колебания уровня Байкала большой продолжительности обратил внимание Г. Ю. Верещагин (1938). Так, опираясь на результаты наблюдений максимальных уровней Байкала, он писал, что имеется указание на периодичность с промежутком смежных максимумов в 62—64 годы, при которой максимум приходится на 1869 и 1931 годы, а минимум — на 1903 год.

Средние годовые значения уровня Байкала в 1869 г. (181 *см*) и в 1932—1933 гг. (170 *см*) за период наблюдений являются самыми высокими. Однако аналогичный максимум (149 *см*) был зафиксирован в 1907 г. и был соответственно на 32 и 21 *см* ниже максимумов 1869 и 1932—1933 гг. Уровень 1907 г. можно считать катастрофическим или, во всяком случае, близким к нему, так как он: 1) относится к определенному внутривековому уровенному циклу; 2) уступает максимуму лишь 1869, 1932—1933, 1938 гг. и, следовательно, относится к редкой вероятной характеристике; 3) с инженерно-геологической точки зрения представляет в природных условиях Байкала почти аналогичное воздействие на берега, как и указанные максимумы. При этом необходимо принимать амплитуду колебаний от денивеляционных явлений, по данным Г. Ю. Верещагина (1936) и Б. А. Помыткина (1960), достигающую разницы уровня 1869 г. и 1907 г. Безусловно уровень 1869 и 1932—1933 гг., при прочих одинаковых условиях, более опасен, чем уровень 1907 г. Однако последний может представлять такое же воздействие на берега, если ветровое волнение окажется сильнее, чем при несколько большем положении уровня в озере.

В своем исследовании Б. С. Цейтлин (1957) указывает, что колебания уровня Байкала обусловливаются изменениями водной массы озера в результате неравенства между приходной (поверхностный приток, осадки и подземный приток) и расходной (сток из озера, испарение и подземный отток) частями водного баланса.

Г. В. Лопатин (1957б), используя результаты собственного анализа по накопленным материалам по уровенному режиму Байкала за период 1868—1871 и 1886—1950 гг. и сведения А. П. Орлова (1870), приближенно определил степень повторяемости высоких уровней этого озера, начиная с 1756 г. в 32, 47, 39, 38 и 25 лет. Для непрерывного ряда за период 1887—1950 гг. им также установлено три интервала времени стояния уровня в озере относительно его среднемноголетней величины. Первый из них наблюдался до 1905 г., второй до 1930 г. и третий — в оставшееся время, причем для каждого последовательного интервала времени Г. В. Лопатин констатирует постепенное увеличение уровня в озере. Выявляя причины, порождающие многолетние колебания уровня, Г. В. Лопатин воспользовался сопоставлением сглаженных скользящих пятилетних годовых значений уровней по ст. Байкал и атмосферных осадков по метеорологической станции Иркутска за период 1887—1950 гг. Результаты этого анализа позволили Г. В. Лопатину высказать соображения, что высокие уровни Байкала в 1930—1938 гг. обусловливаются большим количеством осадков по сравнению с первыми годами этого периода.

А. В. Шнитников (1957), основываясь на исследованиях Г. В. Лопатина (1954), также приводит для Байкала пять внутривековых циклов уровней, относящихся ко времени 1751—1950 гг., с продолжительностью в 25—47 лет.

Основные положения автора по проблеме формирования уровенного режима Байкала изложены в главе V на основе его работы 1960 г. Причем

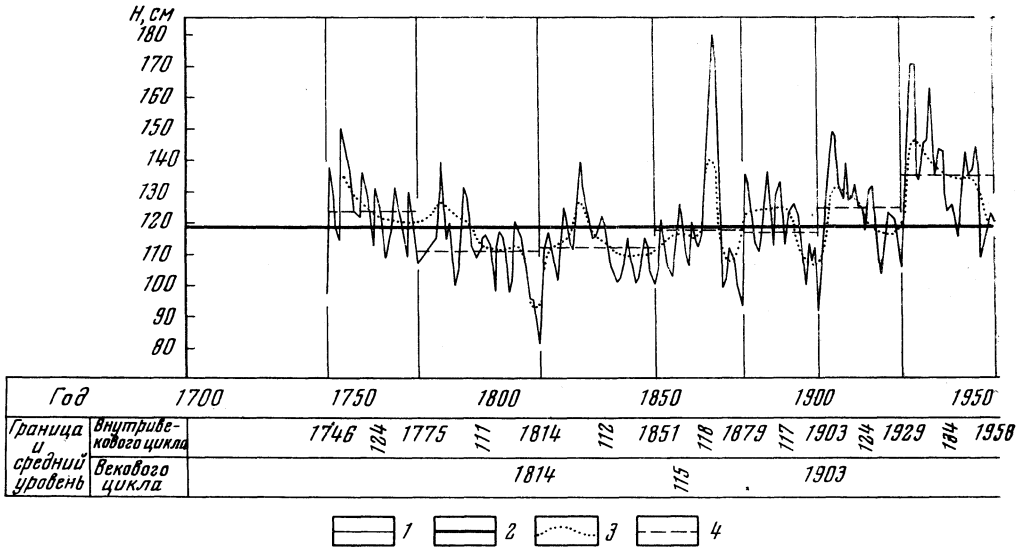

Рис. 23. Многолетние колебания уровня оз. Байкал у ст. Байкал

1 — годовые значения; *2* — среднее многолетнее значение (119 *см*); *3* — индексы $\Sigma H_м/n$; *4* —средние значения внутривековых циклов уровня или индексы $\Sigma H_{вн}/n$ (кривая изменения их не показана)

в ней они значительно дополнены новыми материалами и разработками.

Однако этим не исчерпываются основные черты характера многолетних колебаний уровня Байкала, как и причин их обусловливающих. Для непосредственных рядов уровней также выявляются циклы порядка вековой длительности. Здесь же кратко остановимся на характере внутривековой цикличности колебаний уровня озера.

Основное представление о циклических колебаниях уровня Байкала за период наблюдений дает нам хронологический график (рис. 23). Из него прежде всего видно, что на фоне многолетнего изменения уровня совершенно отчетливо обнаруживается два внутривековых цикла (1904—1929 гг. и 1930—1958 гг.) длительностью 26 и 29 лет. Они укладываются в известные «климатические периоды» Э. А. Брикнера (1890) и циклы увлажненности Западной Сибири и Северного Казахстана А. В. Шнитникова (1950).

Самым примечательным в характере циклов уровенного режима Байкала является очень интенсивное его повышение на восходящих ветвях циклов и постепенное падение на нисходящих. Интересно, что А. В. Шнитников (1957) подметил аналогичный характер в циклических колебаниях уровенного режима озер Западной Сибири и Северного Казахстана. Эта особенность внутривековой изменчивости колебаний уровня Байкала весьма хорошо согласуется с аналогичными колебаниями других причинно-следственных природных элементов.

Внутривековые уровенные циклы включают разное количество второстепенных циклов, имеющих различную длительность и амплитуду колебаний. Результаты наблюдений показывают, что упомянутые циклы образуются из одного весьма мощного и высокого малого цикла. Так, в первом внутривековом цикле длительность его равна 7 годам, а во втором — 6 годам. На фоне же нисходящей ветви внутривековых циклов наблюдаются менее мощные второстепенные циклы. Длительность их в первом внутривековом цикле изменяется от 2 до 5 лет, во втором от 3 до 5 лет, причем они отражают довольно правильную тенденцию падения уровня в озере. Это несомненно указывает на определенную закономерность формирования внутривековых уровенных циклов озера.

Колебания уровня по опросным сведениям и зимнему режиму р. Ангары

По уровенному режиму Байкала имеются как опросные, так и полученные путем расчета количественные косвенные сведения. В литературе, особенно последнего десятилетия, довольно часто упоминаются лишь первые сведения, вторые же остаются незаслуженно забытыми. Эти сведения для целей наших исследований представляют определенный интерес, так как ряд фактических наблюдений по уровенному режиму Байкала ограничен. Для количественной оценки уровенного режима озера за прошлые эпохи могут быть использованы длительные наблюдения по зимнему режиму р. Ангары у г. Иркутска.

В 1869 г. в Забайкалье было очень сильное наводнение. Сибирский отдел Русского географического общества послал своего действительного члена А. П. Орлова на обследование наводнений в район истока р. Ангары и в южную часть оз. Байкал. Кроме обследования наводнения 1869 г., А. П. Орлову удалось найти в Селенгинском архиве ценные опросные сведения о наводнениях и засухах в бассейне Байкала до 1869 г. В частности, этот исследователь в своей работе (1870) указал на сильные наводнения в 1751, 1783 и 1830 гг. и катастрофическую засуху 1851 г. Опросные сведения А. П. Орлова представляют большой интерес, так как они весьма хорошо согласуются с другими данными, маркирующими качественный и количественный характер гидрометеорологического режима в бассейне Байкала.

В южной части озера А. П. Орлов обследовал берег Байкала на отрезке от пос. Лиственичного до мыса Кадильного, где он впервые обратил внимание на Байкальские ниши [1] и борозды, являющиеся следствием волновой деятельности озера. Им был отмечен ряд ниш в пределах 3,5—4,5 *м* высоты относительно положения уровня озера в октября 1869 г., когда уже наблюдалось начало падения уровня. В это время на Байкале уровень был около 1,5 *м* выше среднемноголетней величины за период 1898—1955 гг. Следовательно, высоты Байкальских абразионных следов на берегах относительно указанного уровня, по А. П. Орлову, составляют 5,0—6,0 *м*. Однако высоты абразионных ниш не характеризуют бывших катастрофических наводнений в бассейне Байкала. Реальность столь высоких на Байкале стояний уровней для современных климатических условий маловероятна и не подтверждается наблюдениями и расчетами по волноприбойной деятельности озера.

А. В. Вознесенский (1897) указывал, что 1883 год был в бассейне оз. Байкал исключительно многоводным и ввиду этого уровень в озере наблюдался весьма высокий. Таким образом, архивные сведения говорят о высоком стоянии уровня в Байкале в 1751, 1783, 1830 и 1883 гг. и о низком — в 1851 г. Указаний же на отметку этих уровней нет.

Даты исторических высоких уровней Байкала, полученных А. П. Орловым, были подтверждены Г. И. Галазием (1956) на основе метода ботанических исследований. Но в этой работе он не упоминает об исключительно многоводном наводнении 1883 г., о котором есть сведения у А. В. Вознесенского.

Попытка косвенной количественной оценки уровня Байкала, насколько нам известно, была предпринята лишь В. Б. Шостаковичем (1926б), на основе установленной им приближенной зависимости между высотою уровня р. Ангары и ее замерзанием. В этой работе В. Б. Шостакович считал, что росту сумм холода замерзания соответствует повышение уровня Ангары, отсюда — избыток воды в Байкале. В другой своей работе он (1928а) отмечал, что Ангара более четко отражает в колебаниях своего уровня все изменения в количестве осадков. Они проявляются в том, что

[1] Гроты по А. П. Орлову.

позднему замерзанию Ангары у Иркутска будут соответствовать годы, обильные осадками с высоким уровнем Байкала. Эти положения В. Б. Шостаковича в общем бесспорны. Однако он не использовал их для интерпретации характера многолетнего хода колебаний уровня озера, а ограничился лишь определением средних значений уровня, отвечающих сгруппированным годам с поздними и ранними замерзаниями р. Ангары за период 1722—1924 гг. В результате сопоставления последних с фактическими данными уровней за периоды 1901—1903, 1907—1909 и 1914—1916 гг. он отметил «полную аналогию» в изменении уровня Байкала. Однако связь эта более сложная, чем считал ее В. Б. Шостакович. Для решения этого вопроса привлекаются результаты наблюдений в виде годовых величин продолжительности свободного состояния или открытой Ангары у г. Иркутска за период 1722—1959 гг. Данные открытой Ангары за этот период почти непрерывны [1] и достаточно надежды. Они получены на основании опубликованных сведений о датах замерзания и вскрытия этой реки в Иркутских летописях П. И. Пежемским (1911) и Н. С. Романовым (1914) и в сводных кадастровых работах гидрометеорологической службы СССР.

Анализ показывает, что сведения о продолжительности свободного состояния и ледостава Ангары, как и другой реки и водного объекта, являются не только весьма надежными «следами» или «свидетельствами климатообразующих процессов на обширной территории юга Средней Сибири, но и интегральными характеристиками температуры воздуха и увлажненности данного сезона, года и циклов разных порядков, поскольку эти процессы развиваются во времени и по территории. Ввиду этого, сведения о зимнем режиме Ангары, естественно, в отношении восстановления и оценки уровенного режима Байкала за сравнительно продолжительный исторический промежуток времени, представляют принципиальный научный и практический интерес. Они более точны, чем дендрометрические и другие материалы, которые, конечно, представляют тоже большую ценность при исследовании качественных суждений о циклических колебаниях гидрометеорологических элементов.

Уникальность сведений о датах замерзания и вскрытия Ангары состоит в том, что в результате их можно, как показывает анализ, оценить на значительной территории юга Средней Сибири воздействие солнечной деятельности на формирование циклических колебаний некоторых главнейших составляющих теплового и водного баланса и на гелиогеофизической основе предвидеть их влияние на несколько десятилетий.

Остановимся сначала на циклических колебаниях режима открытого периода р. Ангары. Характеристика их дается на основе применения хронологического графика годовых значений и кривой, полученной по осредненным значениям за малые циклы (рис. 24). Из графика видно, что многолетний ход свободного состояния Ангары в течение всего исторического времени имел весьма сложный характер. В этом ходе совершенно явственно прослеживаются внутривековые, вековые и даже большей продолжительности циклические колебания.

На рис. 24 показаны границы внутривековых и вековых циклов открытого периода Ангары и их средние величины. Самая наименьшая средняя величина внутривекового цикла свободного состояния (276 дней) относится к 1776—1814 гг. В данном цикле наблюдался и устойчивый минимум этого состояния (1811—1814 гг.) за весь период фактических данных. По-видимому, эти характеристики были еще меньшими в 10—40-х годах XVIII столетия. Наибольшая средняя величина внутривекового цикла открытой Ангары (291 день) приходится на 1930—1959 гг.

[1] Пропуски наблюдений по зимнему режиму р. Ангары за 1854—1857 гг. и 1860—1868 гг. восстановлены путем полученной приближенной связи между аналогичными данными по рекам Ангаре и Селенге.

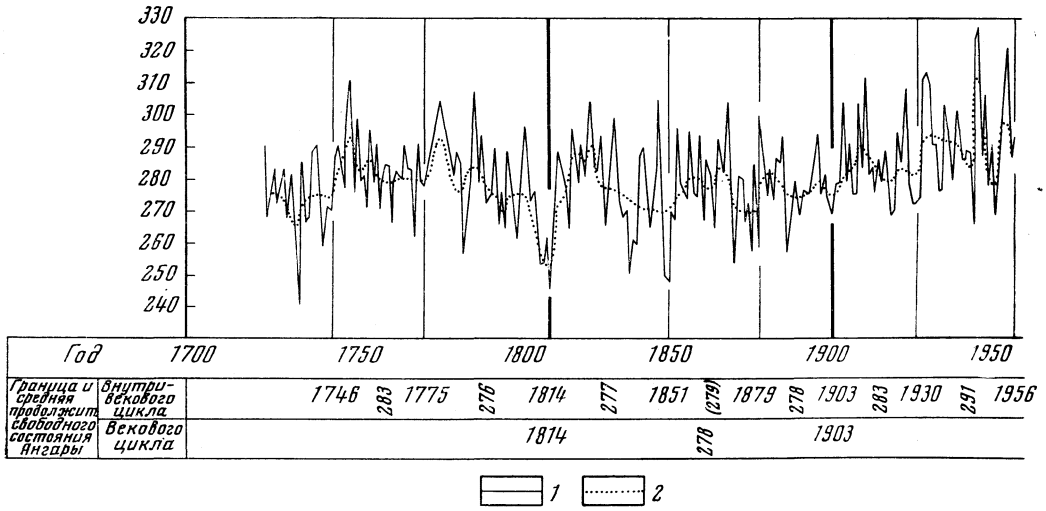

Рис. 24. Многолетние колебания продолжительности свободного состояния р. Ангары у г. Иркутска

1— годовые значения; *2*— индекс Σ_{am}/n

В итоге можно отметить, что цикл похолодания при низкой водности длился в течение всей первой половины XVIII столетия, а цикл потепления и высокой водности наступил в начале 50-х годов и продолжался почти до конца XVIII столетия. Затем наступил длительный период похолодания, охвативший все XIX столетие, на фоне которого было два коротких теплых периода, наметившихся в 20-х и 50—60-х годах с довольно высокой водностью. Далее, в 1904—1929 гг. наблюдался цикл с более или менее устойчивыми холодами и относительно низкой водностью, и, наконец, с 1930 г. наступило значительное потепление и высокая водность, продолжающиеся до настоящего времени. Таким образом, на протяжении около двух с половиной веков в пределах центральной части юга Средней Сибири хорошо прослеживаются почти правильные чередования теплых и многоводных, холодных и маловодных периодов, что согласуется с исследованиями В. М. Сокольникова (1959).

Пренебрегая отдельными малыми циклическими колебаниями свободного состояния реки, наблюдаемыми на фоне внутривековых циклов, для всего исследуемого периода нами выделяется семь циклов внутривековой его изменчивости (1747—1775, 1776—1814, 1815—1851, 1852—1879, 1880—1903, 1904—1930 и 1931—1959 гг.). Средняя их продолжительность равна 31,4 года с колебаниями от 23 до 39 лет.

Продолжительность годовых значений открытой Ангары является свидетельством гидрометеорологических элементов в том отношении, что для них в общем виде существует определенная взаимосвязь. Увеличение среднегодовых значений температуры воздуха в бассейне оз. Байкал и среднегодовых значений его уровня способствует повышению продолжительности свободного состояния Ангары, а уменьшение аналогичных значений температуры и уровня — понижению. Обратная картина отмечается для продолжительности периода ледостава Ангары. Крайние значения периода свободного состояния и ледостава Ангары согласуются с косвенными сведениями о водности Байкала и Ангары. Так, максимальным значениям продолжительности свободного состояния Ангары отвечают многоводные годы, а минимальным — маловодные, а для продолжительности ледостава Ангары наоборот. Этот вывод подтверждается на материале наблюдений за период 1886—1958 гг. Подробно на нем мы остановимся ниже.

Основываясь на многолетнем ходе средних величин внутривековых циклов продолжительности свободного состояния Ангары, можно выделить вековые циклы. Первый такой цикл охватывал почти все XVIII и начало XIX (1814 г.) столетия. Можно предполагать, что время развития этого цикла было в промежутке 1700—1710-х годов. Внутривековой максимум в этом цикле соответствует 1747—1775 гг., со средней величиной открытого периода Ангары 283 дня. Следующий аналогичный цикл длительностью 89 лет наблюдался в 1815—1903 гг. В нем средние величины внутривековых циклов открытой Ангары изменялись незначительно, от 277 дней до 279 дней. Колебания осредненной кривой в цикле, кроме отмеченных выше двух периодов, также выражены нерезко. Это говорит об общей устойчивости формирования гидрометеорологического режима в XIX столетии, по крайней мере, в пределах Байкало-Ангарского бассейна. В текущем столетии вековой цикл свободного состояния Ангары начался с 1904 г. Он характеризуется сравнительно интенсивным его повышением как в ходе внутривековых циклов, так и осредненной кривой.

В средних величинах внутривековых циклов открытой Ангары на протяжении последних полутора столетий наблюдается неизменное повышение, что указывает на существование сверхвековой изменчивости в явлении. Оно присуще также элементам климата и гидрологического режима как Восточной Сибири, так и северной половины Евразии.

Уже отмечалось, что данные по продолжительности свободного состояния Ангары в сопоставлении с солнечной активностью являются уникальными, поскольку те и другие охватывают период наблюдений в два с половиной столетия, и позволяют оценивать количественно влияние на циклический ход некоторых основных элементов климата и гидрологического режима. Эта оценка дается на основе применения способов, состоящих в нанесении на хронологический график годовых значений отклонений модульных коэффициентов от среднего значения признака названных элементов и суммарных значений этих отклонений или так называемых интегральных кривых. На рис. 25 границы циклических колебаний солнечной активности даны согласно рис. 5. Из графика выявляется весьма сложный характер взаимодействия между колебаниями солнечной активности и продолжительности свободного состояния Ангары в течение изучаемого отрезка времени. В то же время в нем довольно отчетливо обнаруживается согласованный ход для вековых и внутривековых циклических колебаний.

Действительно, колебания свободного состояния Ангары за весь период наблюдений в общем изменялись параллельно с вековой цикличностью солнечной активности. Так, в первом вековом солнечном цикле (1712—1823 гг.) для низкой его активности, имевшей место в 20—50 годах XVIII столетия, характерно уменьшение годовых значений открытой Ангары (холодные годы). Затем наступила ветвь интенсивного роста активности, продолжавшаяся до конца 80-х годов (а с учетом высокого 11-летнего цикла и до середины 90-х годов того же столетия), вместе с ней отмечалось увеличение свободного состояния (теплые годы). Наконец, в период ветви падения активности первого цикла наблюдалось резкое уменьшение этого состояния до середины 10-х годов XIX столетия.

Второму вековому циклу солнечной активности (1824—1913 гг.) также свойствен параллельный ход открытой Ангары, но он менее четко выражен, чем в первом цикле. Это, вероятно, объясняется более простой его структурой, заключающейся почти в правильном вековом падении активности (за исключением единственного высокого одиннадцатого 11-летнего цикла) после максимума в восьмом 11-летнем цикле. На ветви довольно резкого роста солнечной активности, продолжавшегося почти до конца 40-х годов XIX столетия, характерен и резкий рост свободного состояния. До начала 60-х годов того же столетия отмечалось падение

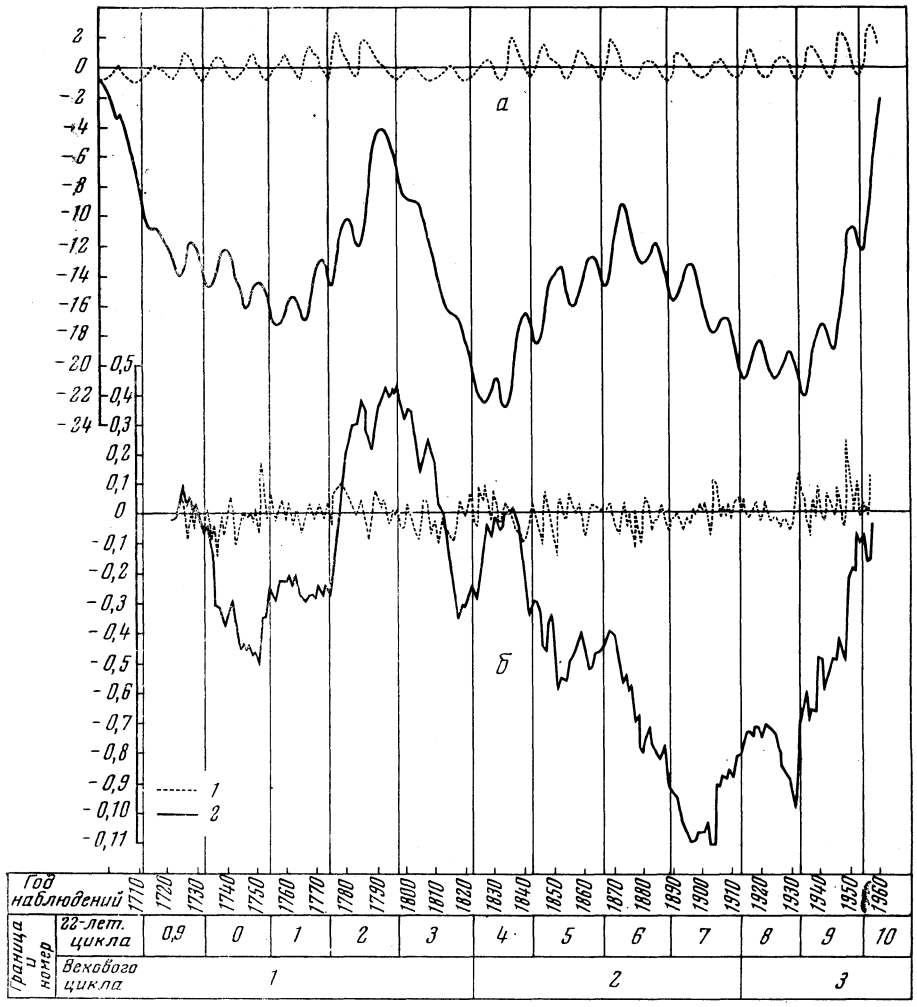

Рис. 25. Многолетние колебания солнечной активности (*а*) и продолжительности свободного состояния реки Ангары у г. Иркутска (*б*)

1 — модульные коэффициенты; *2* — интегральные кривые

активности и уменьшение этого состояния. Далее, за счет сильного роста активности в 11-м цикле наступило некоторое увеличение свободного состояния и, наконец, отмечается падение активности и уменьшение этого состояния вплоть до завершения второго векового цикла солнечной активности.

В третьем вековом солнечном цикле отмечается более тесная параллельность свободного состояния Ангары. В начале цикла (16-й цикл) в ходе этих элементов наблюдается уменьшение, затем с 17-го цикла наступает неизмененный их рост.

Сопоставление показывает, что солнечная активность и продолжительность свободного состояния Ангары в вековом разрезе в основном изменяются параллельно. Последняя также прослеживается в глубоких минимумах и высоких максимумах, что говорит лишь о существовании в этих элементах некоторой взаимосвязи, поскольку, как уже указывалось, циклические колебания свободного состояния главным образом определяются гидрометеорологическими условиями, опосредствованными через интенсивность солнечной активности и процессов атмосферной циркуляции.

Следовательно, характер развития интенсивности вековых солнечных циклов, равно как и их низкие минимумы и высокие максимумы, оказывают решающее влияние на проявление выдающихся земных явлений. Этот вывод не новый. М. С. Эйгенсон еще в 1945 г. считал, что повышение температур в Ленинграде и в Стокгольме с 1820-х годов, потепление Арктики и понижение уровня Каспия в начале XX столетия происходит в результате резкого возрастания солнечной активности после истечения вековой фазы. Учет характера структуры современного векового солнечного цикла при решении практических мероприятий приобретает первостепенное значение.

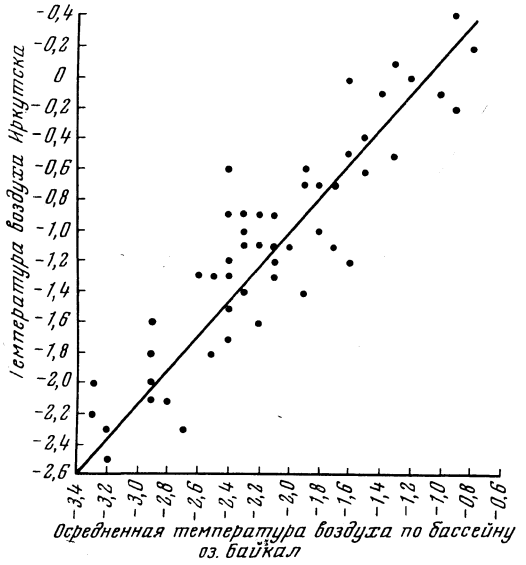

Рис. 26. График связи между годовыми значениями температуры воздуха по метеорологической станции Иркутск и осредненными по 6-ти станциям в бассейне оз. Байкал температурами

Выше мы обнаружили семь внутривековых циклов продолжительности свободного состояния Ангары. Все они приурочены к различным частям фаз вековых солнечных циклов, причем без какой-либо видимой закономерности в отношении строгого их соответствия во взаимодействии с вековой изменчивостью солнечной активности. Однако в наличии этих циклов в солнечно-земной природе сомневаться не приходится. Сопоставление показывает, что они представляют собой воздействие сочетания групп 11-летних солнечных циклов. В основном к внутривековым циклам свободного состояния относятся: первый цикл к 09—1-му, второй — к 2—6-му, третий — к 7—8-му, четвертый — к 9—11-му, пятый — к 12—13-му, шестой — к 14—16-му и седьмой — к 17—18-му циклам.

В итоге можно отметить, что циклические колебания продолжительности свободного состояния Ангары, как и гидрометеорологические процессы в пределах ее бассейна, обусловливаются характером структуры и уровнем вековой (и сверхвековой) цикличности солнечной активности, а также и условиями подстилающей поверхности.

В качестве исходной характеристики зимнего режима Ангары для восстановления температуры воздуха в бассейне и уровня воды оз. Байкал использованы также по-годичные данные продолжительности ее свободного состояния, так как они в таком сопоставлении наиболее правильно синхронизируются с температурой воздуха метеорологической станции Иркутск и водностью Ангары, которая определяется положением уровня Байкала. Причем, поскольку между осредненными годовыми значениями температуры воздуха в бассейне Байкала по шести метеорологическим станциям и годовыми значениями температуры Иркутска существует высокая связь при коэффициенте корреляции $0{,}79 \pm 0{,}05$ (рис. 26), то для дальнейшего анализа мы воспользовались температурой по бассейну Байкала. Последняя в лучшей мере характеризует его водный режим и колебания уровня Байкала.

О взаимосвязи свободного состояния Ангары с температурой воздуха и уровнем озера говорилось выше. Необходимо отметить, что количественная связь между этими элементами является более сложной, порой затрудняющей в деталях характеристику температурного и водного (уровенного)

режима бассейна. Объясняется это исключительно варьирующим воздействием температуры воздуха бассейна, определяемой процессами циркуляции атмосферы, и стоком Ангары, зарегулированным Байкалом в некоторые годы и сезоны. Например, в 1933 г. при очень низкой годовой температуре воздуха величина открытой Ангары была большой, вследствие высокого годового расхода воды в Ангаре после очень многоводного 1932 г. в бассейне Байкала. Положительная аномалия в стоке Ангары 1933 г. была вызвана естественным его регулированием. В 1949 г. водность в бассейне и уровень были близкими к среднемноголетним величинам за период последних 50—60 лет, но теплая осень и зима отразились на рекордно большую величину открытого периода Ангары.

Продолжительность свободного состояния Ангары была очень короткой в 1869—1870 годы, когда в 1869 г. наблюдался чрезвычайно высокий исторический уровень в Байкале, а в 1870 г. предвиделись высокий уровень озера и сток Ангары, вследствие также естественной зарегулированности. Это, вероятно, есть результат непременного воздействия на них холодных 1869—1870-х годов. К сожалению, наблюдений над температурой воздуха в эти годы ни в Иркутске, ни в бассейне Байкала не производилось. Однако в 1870 г. в Красноярске и Нерчинском Заводе зима была весьма холодная, а в 1869 г. — несколько теплее.

Очевидно, исключение этих вариаций возможно путем осреднения значений элементов за некоторые отрезки времени, что позволяет лучшим образом характеризовать такую связь. Однако аномалии свободного состояния Ангары при восстановлении уровня озера должны быть исключены, поэтому укажем, по возможности, на время их наступления. Из рассмотренного выше следует, что по характеру взаимообусловленности элементов они могут быть подразделены на четыре группы: 1) аномалии «многоводные» и «теплые» с большой продолжительностью свободного состояния, 2) аномалии «многоводные» и «холодные» с пониженной ее продолжительностью, 3) аномалии «маловодные» и «теплые» с повышенной ее продолжительностью, 4) аномалии «маловодные» и «холодные» с малой ее продолжительностью. В число первой группы наиболее заметных аномалий могут быть отнесены 1752 и 1949 гг., второй — 1751, 1869, 1870, 1830, 1831, 1833 и 1939 гг., третьей — 1801, 1843 и 1957 гг., четвертой — 1737, 1851, 1904 и 1955 гг. Аномалии, как правило, наблюдаются в отдельные годы и почти не повторяются 2—3 года подряд. Мелкие аномалии выявить не удалось, однако их роль в маркировании уровенного режима незначительна.

В основу теоретической предпосылки восстановления уровня озера и температуры воздуха в бассейне Байкала была принята функциональная зависимость следующего вида:

$$H = f(t, \alpha), \tag{15}$$

где H — годовые значения уровня озера;

t — годовые значения средней температуры воздуха в бассейне Байкала;

α — продолжительность свободного состояния р. Ангары у г. Иркутска.

Нанесенные на график точки данных элементов за изученный период давали очень значительный разброс, указывавший на отсутствие какой-либо связи между ними. Однако отмеченные выше логические доводы говорили о реальности предполагаемой зависимости. Появилась необходимость предпринять более углубленный анализ точек на графике. Этот анализ показал, что такая зависимость существует, но только не для опытных данных отдельных лет, а для осредненных их групп. Рассеяние же точек (несмотря на существование отмеченных аномалий) объясняется влиянием различных более или менее закономерно изменяющихся амплитуд колебаний элементов в каждой отдельной такой группе. При этом возникла мысль, что такими группами были малые или второстепенные циклы, проявляющиеся

на фоне внутривековой изменчивости и обусловливающиеся пульсирующим воздействием тех или иных природных явлений. Обобщение результатов в виде осредненных значений для переменных за малые циклы, по способу средней арифметической, выполненное относительно колебаний уровенного режима озера за период фактических наблюдений, подтвердили эту точку зрения (табл. 12).

Таблица 12

Исходные данные к построению зависимости $H = f(t, \alpha)$

Годы	Малые циклы			Годы	Внутривековые циклы		
	уровень в Байкале, *м*	температура воздуха в бассейне Байкал	продолжительность свободного состояния Ангары		уровень в Байкале, *м*	температура воздуха в бассейне Байкала	продолжительность свободного состояния Ангары
1904—1911	130	—2,5	286				
1912—1918	127	—2,4	287				
1919—1923	118	—2,1	281	1904—1929	124	—2,2	283
1924—1929	116	—1,8	276				
1930—1935	145	—2,1	298				
1936—1947	136	—2,0	286	1930—1958	137	—1,97	291
1948—1954	133	—1,7	285				

Подобное осреднение с физической стороны более рационально, поскольку оно (рис. 27) укладывается в общий синхронный ход второстепенных циклических колебаний рассматриваемых элементов во времени, в сравнении с методикой, принятой В. Б. Шостаковичем.

По результатам, полученным в табл. 12, определяют на графике (см. рис. 27) две связи — незачерненные кружки характеризуют графическую связь переменных за 1904—1929 гг., а зачерненные кружки — за 1930—1954 гг. Интересно, что эти периоды являются самостоятельными внутривековыми циклами колебаний уровня Байкала и продолжительности свободного состояния Ангары, более или менее тесно увязывающимися с аналогичными колебаниями температуры воздуха в бассейне Байкала. Легко заметить, что этим связям свойствен разный фон температуры воздуха в бассейне Байкала за указанные внутривековые циклы. В самом деле, как это следует из данных табл. 12, для внутривекового цикла 1930—1954 гг. температура воздуха, в сравнении с аналогичным циклом 1904—1929 гг., была повышена. Так, для цикла 1930—1954 гг. характерна высокая водность в бассейне Байкала и повышенное стояние уровня в озере, а также и большая продолжительность свободного состояния р. Ангары, чем в цикле 1904—1929 гг.

Характер изменения элементов, полученных в порядке осредненных величин за малые циклы, для упомянутых внутривековых циклических связей обладает определенной закономерностью. Она заключается в том, что в каждом из них фон температуры воздуха в бассейне Байкала во времени повышается, а уровень в озере и продолжительность свободного состояния Ангары понижается. Мы не исключаем реальность указанных промежуточных и крайних внутривековых циклических связей в малых циклических колебаниях, свойственных другим внутривековым циклам, которые могут быть получены по мере дальнейшего накопления фактического материала. Отметим также, что при исключении аномалий в продолжительности свободного состояния Ангары получается более тесная зависимость. Однако некоторый разброс связей может быть отнесен не только за счет сложности формирования исследуемых элементов, но, воз-

можно, и неточности исходных данных, особенно по зимнему режиму г. Ангары, так как они фиксировались в пределах небольшого участка реки. По осредненным значениям элементов за эти два внутривековых цикла (рис. 27) построена приближенная зависимость. Она отражает вторую очень интересную закономерность, заключающуюся в увеличении осредненного показателя внутривековой циклической водности в бассейне Байкала и уровня в озере с ростом осредненной за эти циклы температуры воздуха в бассейне и увеличением продолжительности свободного состояния Ангары.

Таким образом, приходим к весьма существенному и важному выводу относительно того, что амплитуды колебаний исследуемых элементов в конкретном природном полном цикле представляют собой определенную закономерность, вытекающую из разнообразных порядков циклических колебаний этих элементов. Эта связь была как бы ключевой позицией для восстановления температуры воздуха в бассейне Байкала и уровня озера, хотя последний расшифровывается по другой закономерности того же характера.

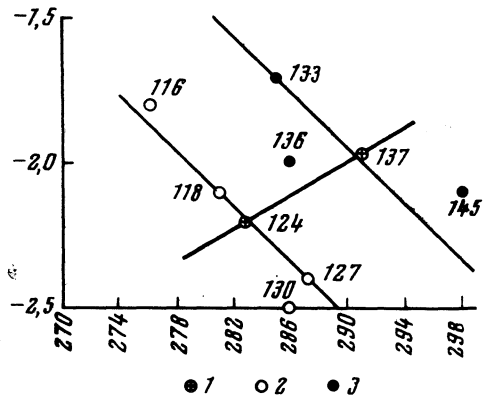

Рис. 27. График зависимости между средними значениями температуры воздуха в бассейне оз. Байкал, продолжительности свободного состояния р. Ангары и уровней оз. Байкал

1 — индекс $\Sigma X_{вн}/n$; *2* — индекс $\Sigma Xм/n$ цикла 1904 — 1929 гг.; *3* — то же цикла 1930 — 1958 гг.

Необходимо также сказать, что анализ температуры бассейна Байкала для теплого сезона подтвердил аналогичный характер установленных связей. Разница температуры воздуха между двумя полученными внутривековыми циклическими связями составила около 0,9°.

Таким образом, установлена вполне обоснованная закономерность формирования внутривековых и малых циклических колебаний в исследуемых гидрометеорологических элементах. Она выявлена не сразу. Физическая природа происхождения внутривековых и малых циклических колебаний рассмотренных элементов определяется солнечной деятельностью, пульсацией циркуляции воздуха и подстилающей поверхностью бассейна.

Вероятно, характер выявленных закономерностей общий как для озерного режима, так и для гидрометеорологического режима речных бассейнов, а следовательно, имеется возможность использовать эти закономерности применительно к материалам по стоку.

С помощью найденных зависимостей можно восстановить лишь осредненную температуру воздуха. Для восстановления уровня оз. Байкал эти связи непригодны. Но благодаря характеру взаимосвязи между элементами возможно использовать связи между осредненными внутривековыми и малыми циклами уровня оз. Байкал и продолжительностью свободного состояния р. Ангары (рис. 28). Характер связи послужил основанием для восстановления уровня оз. Байкал с начала 20-х годов XVIII столетия до момента устойчивого развития гидрометеорологических исследований как в бассейне Байкала, так и в Сибири вообще. Для этой цели были использованы средние значения внутривековых циклов продолжительности свободного состояния Ангары. Затем определялись ординаты средних внутривековых значений уровня озера по кривой связи внутривековых циклов. Далее строились кривые, ориентированные относительно связей

малых циклов, по которым расшифровывались осредненные значения уровня озера, соответствующие осредненным значениям продолжительности свободного состояния Ангары за малые циклы.

Принимая во внимание закономерность изменения амплитуд колебаний элементов в каждом отдельном малом цикле, мы пред-

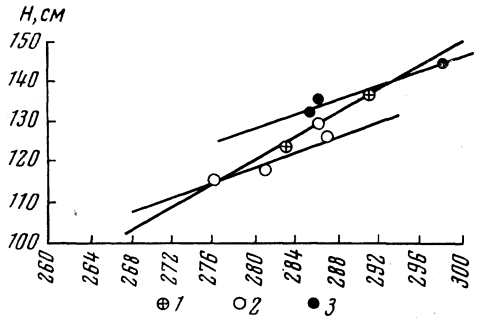

Рис. 28. График зависимости между средними цикловыми значениями уровней оз. Байкал и продолжительностью свободного состояния р. Ангары

1 — индекс $\Sigma X_{вн}/n$; *2* — индекс $\Sigma X_{м}/n$ цикла 1904—1929 гг.; *3* — то же цикла 1930—1958 гг.

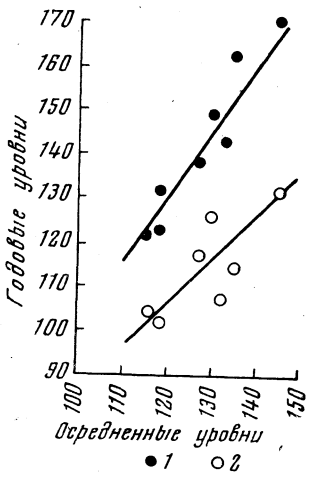

Рис. 29. График зависимости между максимально-минимальными годовыми и средними цикловыми значениями уровней (индекс $\Sigma H_{м}/n$) оз. Байкал

1 — максимальные уровни; *2* — минимальные уровни

приняли попытку восстановления для них крайних значений уровня по связи между максимальными и минимальными годовыми значениями уровня малых циклов и среднегодовыми величинами уровня за эти циклы (рис. 29). На графике хорошо виден общий рост амплитуды колебаний максимального и минимального уровней с повышением среднегодовых величин за малые циклы. Подобная связь свойственна вышеотмеченной структуре внутривековых циклических колебаний уровня Байкала. Некоторое расстояние точек на графике связи, по-видимому, может быть объяснено сложностью формирования уровенного режима озера, в частности, денивеляционными явлениями.

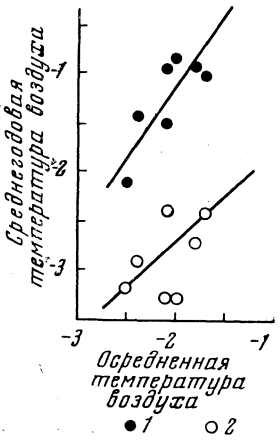

Рис. 30. График зависимости между максимально-минимальными годовыми и средними цикловыми значениями температуры воздуха (индекс $\Sigma t_{м}/n$) в бассейне Байкала

1 — максимальная температура; *2* — минимальная температура

Полученные путем восстановления данные были использованы для построения хронологического графика многолетнего хода годового уровня оз. Байкал (см. рис. 23). Причем осредненные значения уровней за малые циклы во времени наносились относительно середины аналогичных циклов свободного состояния Ангары, а максимальные и минимальные годовые уровни — соответственно времени наступления крайних величин этих состояний в циклах. Соединение точек между крайними годовыми уровнями приближенно корректировалось по графику многолетнего хода продолжительности свободного состояния Ангары. Естественно, полученный таким образом график изменения многолетнего хода годового уровня оз. Байкал не отражает всех подробностей. Однако между наблюдаемым и восстановленным многолетним

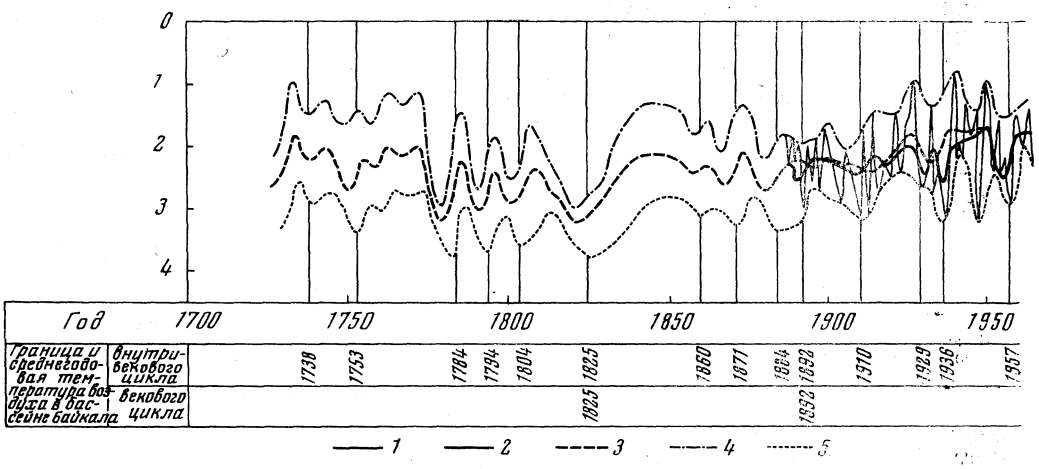

Рис. 31. Многолетние колебания температуры воздуха в бассейне оз. Байкал

1— годовые значения; *2* — индекс $\Sigma tм/n$ по данным наблюдений; *3*—то же рассчитанный *4* —кривая максимальной температуры малых циклов; *5* — то же минимальной температуры

ходом уровня, полученным по осредненным и крайним значениям, особых различий не обнаруживается. Рассчитанные значения уровней для осредненных малых циклов отклоняются от фактических в пределах ± 2 *см* и только в одном случае на 6 *см*. Отклонения максимальных и минимальных среднегодовых значений уровней достигают ± 2—5 *см* и в двух случаях $\pm$ 11 *см*. Это дает основание говорить об удовлетворительном, в первом приближении, решении поставленной задачи по выявлению как характера, так и размаха колебаний уровня в Байкале за период около двух с половиной столетий.

Точно таким же способом и за тот же период на основе графиков связи (рис. 27 и 30) была приближенно восстановлена температура воздуха в бассейне Байкала (рис. 31). Точность определения температуры воздуха для осредненных малых циклов в сравнении с фактическими не превышает $\pm 0{,}2°$, а для максимальных и минимальных среднегодовых се значений она уменьшается, достигая лишь в отдельных случаях соответственно до 0,3° и 1,0°.

Колебания уровня по данным о приросте деревьев

Вопросами определения климата прошлых эпох на основе анализа роста деревьев занимался ряд отечественных и зарубежных ученых. Еще в конце прошлого века им уделили внимание В. Н. Шведов (1892) и Н. А. Михайлов (1898), а в начале нашего столетия В. Ф. Ключников (1902) и Дуглас (Douglass, 1904). В последние годы в этом направлении производились исследования С. И. Вавиловым (1950), И. В. Максимовым (1952), С. И. Костиным (1961), Г. И. Галазием (1954, 1956) и другими.

Проведем сопоставительный анализ материалов о годичных величинах прироста деревьев с факторами, их обусловливающими, и на этой основе выявим общий характер циклических колебаний уровня воды Байкала за прошлые эпохи.

Данные о годичных величинах прироста деревьев в многолетнем ходе маркируют эпохальные состояния гидрометеорологических условий за период времени их жизни, в частности, в условиях Сибири около 300—400 лет. Поэтому эти данные представляют определенный интерес в отношении оценки циклических колебаний и изменений элементов климата и

гидрологического режима за неосвещенный период времени. Однако при современном уровне наших знаний на указанном материале возможна лишь качественная оценка упомянутых элементов.

Сбор срезов образцов интенсивности прироста деревьев был выполнен в пределах бассейна Байкала, точнее в бассейнах его малых рек, а именно: р. Верхней Ангары, западного побережья (рек Рели, Сармы и Бугульдейки) и юго-восточного побережья (рек Томпуды, Сосновки, Турки и Рассохи), а также в Чивыркуйском заливе.

Таблица 13

Местоположение опытных образцов деревьев в бассейне Байкала

Бассейн реки	Местоположение опытного образца дерева и его основные данные	Время взятия образца
Верхней Ангары[1]	Южная сторона подножия Верхне-Ангарского хребта, вторая терраса на правом склоне первого правого притока р. Дзелинды, являющегося правым притоком Верхней Ангары. Сосна, возраст 158 лет	31.VIII 1963 г.
Рели	Восточная сторона подножия Байкальского хребта, третья терраса на правом берегу реки в 0,6 *км* от берега реки и в 5,5 *км* от берега Байкала. Лиственница, возраст 198 лет	19.VII 1962 г.
Сосновки[1]	Западная сторона подножья Баргузинского хребта. Лиственница, возраст 140 лет	VIII 1962 г.
Сармы	Восточная сторона подножия южной части Байкальского хребта, непосредственно в районе ущелья реки, в 200 *м* от правого берега, на высоте 120 *м* относительно уровня реки и в 7 *км* от берега Байкала. Лиственница, возраст 160 лет	10.VIII 1962 г.
Турки	Западная сторона подножия хребта Улан-Бургасы, третья терраса на правом берегу реки, в 0,4 *км* от берега реки и в 5 *км* от берега Байкала. Лиственница, возраст 232 года	3.IX 1962 г.
Рассохи[1]	Северный склон хребта Хамар-Дабан, вертикальный предел леса, на высоте 1555 *м* над уровнем Байкала. Кедр сибирский, возраст 247 лет	1951 г.

В целях устранения возможных случайностей при сборе дендрометрического материала в каждом из названных бассейнов для отбора опытных образцов на дендрогеохронологический анализ срезалось несколько деревьев. Деревья, недостаточно характерные в отношении годичных величин прироста (болезнь дерева, частые изменения креневого положения и др.), из анализа исключались. При взятии образцов на анализ особое внимание обращалось на репрезентативность произрастаемого дерева (табл. 13). Не брался анализ в период подтопления деревьев поверхностными и подземными водами, когда замедлялась жизнедеятельность деревьев. Образцы срезались на высоте 1,0—1,2 *м* корневой системы.

Определение годичных величин текущего прироста деревьев производилось А. М. Андреевой, сотрудником Восточно-Сибирского биологическо-

[1] Опытные образцы любезно предоставлены И. С. Ломоносовым, Н. П. Ладейщиковым и Г. И. Галазием.

го института СО АН СССР. Методика заключалась в определении этих величин, как правило, по четырем радиусам, ориентированным относительно стран света. Среднегодовые величины прироста деревьев (в *мм*) вычислялись осреднением данных по четырем радиусам.

Среднегодовые величины прироста деревьев обладают исключительно сложными многолетними колебаниями и изменениями во времени. Это определяется, с одной стороны, естественным или физиологически неравномерным годичным приростом деревьев в разные периоды их жизни (для молодого возраста характерен больший годичный прирост, чем в среднем и старшем) и с другой, воздействием вековых изменений, в основном климатических элементов. Причем, влияние первой причины оказывается существеннее, чем второй.

Таким образом, анализ циклических колебаний годовых величин прироста деревьев необходимо производить с учетом исключения этих двух накладывающихся друг на друга явлений, которые значительно затушевывают общую картину внутривековой циклической изменчивости прироста деревьев во времени и по территории.

Исключение этих двух явлений выполнено методом сглаженного осреднения n-летних среднегодовых величин прироста деревьев. Осреднение данных по приросту деревьев производилось сначала по сглаженным 11-летним их величинам, затем для каждого 11-летнего сглаженного осредненного значения прироста определялось среднегодовое их отклонение. После этого отклонения были еще раз сглажены скользящим 5-летним осреднением значения прироста деревьев с тем, чтобы исключить влияние второстепенных циклических колебаний. Результаты осреднения показаны на рис. 32, где для сопоставления (на основе того же способа) даны среднегодовые значения чисел Вольфа, а также среднегодовые значения температуры воздуха и годовые суммы атмосферных осадков, полученные как средние из шести метеорологических станций в бассейне оз. Байкал.

Рассматривая результаты обобщений, можно сделать вывод, что в бассейне Байкала наблюдается весьма хорошо выраженная внутривековая изменчивость годовых величин прироста деревьев. Однако на протяжении более двух столетий колебаниям прироста разных деревьев свойствен неодинаковый характер. Для одних периодов времени в нем отмечаются соответственные, а для других периодов времени асинхронные изменения. Так, например, соответствие во внутривековой изменчивости прироста деревьев для взятых образцов прослеживается в бассейнах рек Турки и Рассохи в 1751—1771 гг., Рели и Турки в 1779—1810 гг., Верхней Ангары, Сармы и Турки в 1821—1833 гг., Рели и Сосновки в 1847—1861 гг., Верхней Ангары, Рели, Сармы и Турки в 1862—1870 гг. и Верхней Ангары, Сосновки и Турки в 1891—1907 гг. В другие периоды времени эти колебания носят в большинстве своем асинхронный характер. Лучшее соответствие обнаруживается в фазах роста деревьев для периода текущего столетия.

Если пренебречь отдельными второстепенными циклическими колебаниями прироста деревьев (порядка до 3—4 лет), то в бассейне Байкала можно выделить внутривековые циклы с продолжительностью от 6 до 23 лет. Средняя продолжительность внутривековых циклов прироста исследуемых деревьев колеблется в пределах от 10 до 16 лет (табл. 14).

Интересно отметить, что С. Н. Костин (1961) обнаружил несколько меньшую продолжительность внутривековых циклов в приросте дуба и сосны центральной части лесостепи русской равнины. По его исследованиям, эти циклы изменяются от 6 до 15 лет, а в среднем 11 лет.

Во взаимодействии элементов гидрометеорологического режима и условиях роста деревьев в бассейне Байкала для текущего столетия обнаруживается хорошо выраженная связь. Она заключается в том, что с по-