

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Н.В. Мякишева

КЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЗЕМЛИ: ПРОШЛОЕ И НАСТОЯЩЕЕ

Учебное пособие

Направление подготовки 05.04.05 – Прикладная гидрометеорология
Профиль подготовки – Инженерная гидрология и
рациональное использование водных ресурсов
Квалификация – магистр

Санкт-Петербург
РГГМУ
2022

УДК 551.583(075.8)

ББК 26.236я73

М99

Рецензенты:

д-р геогр. наук, проф. В.В. Дмитриев (Санкт-Петербургский государственный университет);

д-р геогр. наук, проф. М.А. Науменко (Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр РАН, Институт озерадения РАН)

Мякишева, Наталия Вячеславовна.

М99 Климатическая система Земли: прошлое и настоящее. Учебное пособие / Н.В. Мякишева. – Санкт-Петербург : РГГМУ, 2022. – 194 с.

ISBN 978-5-86813-552-1

Рассматривается структура и организация климатической системы Земли. Большое внимание уделяется особенностям функционирования активного слоя климатической системы. Обсуждаются геологические, исторические и современные изменения климата и причины, их вызывающие.

Книга предназначена для студентов гидрологических, географических и гидрометеорологических специальностей, а также может быть полезна для специалистов, связанных по роду своей деятельности с оценкой и охраной водных ресурсов.

Myakisheva N.V. The climatic system of the Earth: past and present. A manual for masters. – St. Petersburg: RSHU Publishers 2022. – 195 pp.

The structure and texture of the climatic system of the Earth are considered. Great attention is paid to the peculiarities of the active layer of the system functioning. There are discussed the geological, historical and modern changes of the climate and the factors of their existing.

The book is intended for students of hydrological, geographical and hydrometeorological professional lines and experts working in the field of estimating and protection of water resources.

ISBN 978-5-86813-552-1

© Н.В. Мякишева, 2022

© Обложка: А.А. Батмазова, 2022

© Российский государственный
гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2022

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебное пособие «Климатическая система Земли: прошлое и настоящее» предназначено для изучения дисциплин «Современные проблемы науки и производства в гидрометеорологии» и «Специальные главы физики атмосферы, океана и вод суши» студентами гидрологических специальностей, обучающихся на степень магистра по направлению «Прикладная гидрометеорология», специализация «Инженерная гидрология и рациональное использование водных ресурсов».

Настоящее пособие знакомит студентов со структурой и организацией климатической системы Земли и особенностями функционирования ее активного слоя в условиях естественного и нарушенного режима. Атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера рассматриваются как единое целое. Такой подход позволяет студентам интегрировать знания о физических, химических и биологических законах, проявляющихся в воздушной, жидкой, твердой и живой оболочках Земли.

Целью преподавания указанных дисциплин является подготовка специалистов, способных самостоятельно анализировать и обобщать исходные данные о состоянии водных объектов суши с учетом сложной системы взаимодействия гидросферы Земли с другими компонентами климатической системы в условиях изменяющегося климата и возрастающей антропогенной нагрузки.

В основу настоящих курсов легли лекции, читаемые автором в течение ряда лет в Российском государственном гидрометеорологическом университете на гидрологическом факультете и в Институте гидрологии и океанологии.

Автор выражает благодарность рецензентам за просмотр рукописи и высказанные замечания.

Автор также благодарит сотрудников кафедры инженерной гидрологии Института гидрологии и океанологии РГГМУ Е.В. Гайдукову за помощь, оказанную при подготовке рукописи учебного пособия, и Н.А. Решина, принимавшего участие в технической подготовке рукописи.

ВВЕДЕНИЕ

Обеспечение потребности людей в воде, как одном из необходимых источников существования, невозможно без оптимизации стратегии рационального использования и охраны объектов гидросферы. Однако не всегда такая оптимизация возможна лишь на основе изучения режима отдельных водных объектов. Реализация концептуального подхода, учитывающего сложную систему взаимодействий гидросферы с другими компонентами климатической системы Земли в условиях изменяющегося климата и возрастающей антропогенной нагрузки, позволяет обеспечить поддержку принятия эффективных решений при сохранении водных ресурсов планеты.

Спектр современных проблем науки и производства в области гидрологии суши достаточно широк. Это – оценка водных ресурсов и управление количеством и качеством воды, разработка действенных способов борьбы с последствиями техногенных воздействий на водные объекты, проведение экологических экспертиз новых технических проектов и многие другие. Решение этих проблем невозможно без учета естественных и антропогенных изменений климата глобального и локального масштаба, выявления особенностей увлажнения различных территорий в современных условиях, оценок метеорологического риска и предсказания опасных природных явлений.

В настоящее время в науках о Земле происходит очередная смена парадигм. Это связано с тем, что многие аномальные явления, протекающие в климатической системе Земли (КСЗ), невозможно объяснить лишь причинами земного происхождения. Так, не до конца понятными остаются процессы, приводящие к изменению положения русла р. Хуанхэ, которое примерно через 1500 лет перемещается на 1100 км, затопливая при этом территорию, расположенную между двумя руслами. К аналогичным явлениям следует отнести и возникновение теплого течения Эль-Ниньо – климатической аномалии в тропической зоне Тихого океана между западными берегами Южной Америки и побережьем Австралии и Индонезии.

В 80-90-е годы прошлого столетия А.Н. Павлов и А.А. Баренбаум сформулировали квантовую парадигму в геологии, суть которой состоит в следующем:

1. Геологическое развитие Земли обусловлено получением энергии извне.
2. Эту энергию Земля получает порциями (квантами).
3. Периодичность получения квантов энергии соответствует периодичности прохождения Солнечной системой струйных галактических потоков.

Квантовая парадигма в геологии приводит к замене геоцентрических представлений о геологическом развитии Земли на галактическую идеологию, которая опирается на понятие открытых систем по отношению к Земле, Солнечной системе и Галактике.

Применительно к гидрологии разрабатывается новая глобально-космическая парадигма формирования режима водных объектов, учитывающая электромагнитное взаимодействие Земли, Солнца и планет солнечной системы, а также Космоса. Наиболее полно эта концепция изложена Е.А. Леоновым (2010), который выделяет пять космопланетарных «каналов» воздействия на гидросферу Земли: гравитационно-геологический, атмосферно-океанический, солнечно-земной, кометно-метеоритный, космогео-биосферный. Отдельно рассматривается «канал» хозяйственной деятельности.

В связи с этим возникает необходимость переосмысления процессов, протекающих в КСЗ, с учетом сложной системы взаимодействий с внешними факторами.

Рассмотрение такого широкого понятия как «климатическая система Земли» позволяет решать современные проблемы не только гидрологии суши, но и гидрометеорологии в целом, с учетом всего многообразия связей, существующих как внутри самой системы, так и с внешними по отношению к ней факторами.

СТРУКТУРА И КОМПОНЕНТЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

1.1. Общие представления

Воздушная, жидкая, твердая и живая оболочки Земли, функционирующие как единое целое, составляют глобальную *климатическую систему* (рис. 1.1). На границе с космическим пространством воздушная оболочка принимает поток энергии, составляющий 1370 Вт на 1 м², или 1,95 калорий на 1 см² за каждую минуту. Это та энергия, благодаря которой непрерывно работает вся климатическая система. Так, солнечная энергия на Земле вызывает два круговорота веществ: большой или геологический, наиболее ярко проявляющийся в круговороте воды и циркуляции атмосферы, и малый или биологический, который развивается на основе большого и заключается в круговой циркуляции веществ между почвой, растениями, микроорганизмами и животными. Оба круговорота взаимосвязаны и представляют собой единый процесс.

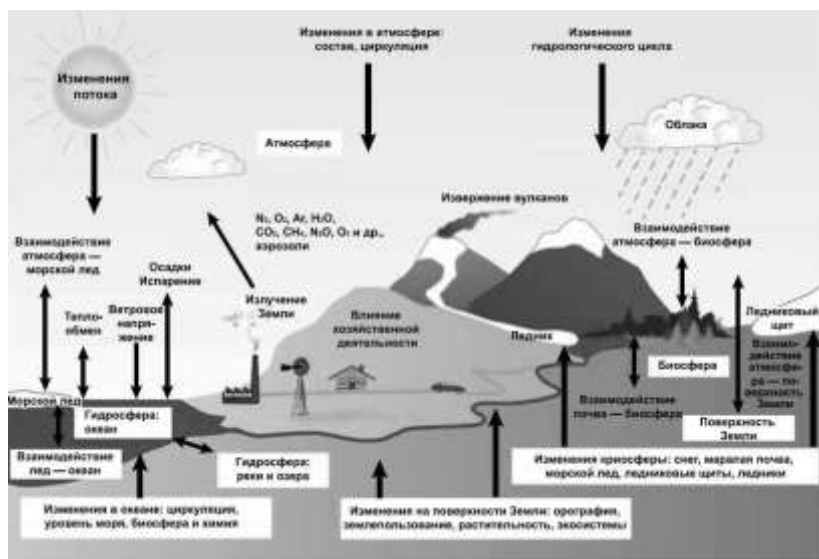


Рис. 1.1. Климатическая система Земли.

Климатическая система Земли является подсистемой Солнечной системы и в свою очередь характеризуется иерархичностью, многоуровненностью и многопараметричностью. Несколько уровней ее организации отличаются своими масштабами и особенностями функционирования. Атмосфера, гидросфера, литосфера, криосфера и биосфера, рассмотренные в целом, соответствуют планетарному уровню в организации КСЗ и характеризуются масштабами, соизмеримыми с размерами земного шара. В слое активного обмена теплом, массой и движением на границе раздела атмосферы с гидросферой, литосферой и криосферой функционируют подсистемы, масштабы которых измеряются десятками, сотнями, а иногда и тысячами километров. Это активный слой климатической системы. Он включает воздушные массы и центры действия атмосферы, пассаты и антипассаты, муссоны, циклоны и антициклоны; системы течений, водные массы и льды Мирового океана; речные, озерные и болотные системы суши, почвенные и подземные воды литосферы; горные и покровные ледники; геосинклинальные области, платформы и краевые прогибы земной коры. Этот слой можно рассматривать как мезоуровень в организации климатической системы. Популяции живых организмов, находящиеся в прямом или косвенном взаимодействии друг с другом и с окружающей их неживой природой, составляют экологические системы. Наземные и водные экосистемы можно рассматривать как микроуровень климатической системы Земли.

Особенности функционирования таких сложных природных систем определяются, с одной стороны, характером функционирования системы более высокого порядка (в нашем случае, Солнечной системы), с другой стороны – функцией саморегуляции системы более низкого порядка. При этом компоненты системы более высокого порядка выступают в качестве внешних факторов или граничных условий по отношению к системе более низкого порядка. Это создает неопределенность и неустойчивость связей между системам более высокого и низкого порядков.

Нарушения в процессе естественного функционирования климатической системы Земли связаны с хозяйственной деятельностью. Область планеты, подверженная антропогенной нагрузке, включает все оболочки Земли и непрерывно расширяется в результате выхода человека в космос и проникновения в недра. В настоящее время влияние хозяйственной деятельности проявляется на всех уровнях организации системы. При его изучении исследователи обычно рассмат-

ривают и оценивают антропогенные изменения климата и связанные с ними последствия; влияние хозяйственной деятельности на естественный режим водных объектов суши; экологическое состояние морских и пресноводных экосистем.

1.2. Атмосфера

Главным компонентом климатической системы, является *атмосфера*. Это – самая мощная и всепроникающая оболочка Земли. Верхняя граница атмосферы условно проводится на высоте 2000 км. Атмосфера присутствует в любой точке поверхности нашей планеты, в то время как все остальные элементы проявляются лишь на части этой поверхности. Так, океан занимает 70,8 % поверхности Земли, а суша – соответственно 29,2 %; ледники занимают немногим более 3 % поверхности, а вместе с морскими льдами и снежным покровом – примерно 11 % поверхности; площадь, занятая биосферой, велика, но она «разорвана» на ареалы и точных данных о ней нет.

Атмосфера – слоистая оболочка Земли. Мощность тропосферы – ее нижнего слоя – составляет 16–18 км над экватором и 8–10 км над полюсами. В тропосфере сосредоточено 4/5 всей массы атмосферы. Стратосфера простирается до высоты 50–55 км. В ее нижней части, так же как и в тропосфере, наблюдается понижение температуры воздуха с высотой до 25 км. Выше температура начинает возрастать на 1–2 °C на каждый километр. Это связано с тем, что верхняя граница стратосферы практически совпадает с верхней границей озонового слоя, который, поглощает и рассеивает ультрафиолетовую (коротковолновую) солнечную радиацию. В этом слое наблюдаются очень сильные горизонтальные и вертикальные градиенты температуры. До высоты 80 км простирается мезосфера. Здесь температура понижается до –75 °C, –90 °C. В термосфере, верхняя граница которой проходит на высоте 800 км, температура возрастает до +1500 °C. Здесь воздух разряжается и атомы теряют свои электронные оболочки, превращаясь в ионизированные слои. Выше 800 км расположена экзосфера Земли. Атмосфера является самым подвижным и изменчивым компонентом климатической системы. Скорость ветра в приземном слое атмосферы в среднем всегда больше 1 м/с, а на значительной высоте она достигает 10 м/с и более.

1.3. Гидросфера

Вторым по значимости компонентом климатической системы является *гидросфера*, включающая в себя моря и океаны (Мировой океан), все воды суши (озера, реки, водохранилища, болота) и атмосферы, подземные и почвенные воды, скопление влаги в виде снежного покрова и льда. Из общего объема вод гидросферы (1387 млн. км³) преобладают соленые воды Мирового океана (96,5 %). Атмосфера и океан соприкасаются и взаимодействуют на 2/3 поверхности планеты, обмениваясь теплом, массой и движением. Суммарные запасы пресных вод на земном шаре оцениваются в 35 млн. км³. Из них более 68 % – во льдах Антарктиды и Гренландии, 30 % – подземные воды. Гидросфера – единая оболочка, потому что все воды Земли взаимно связаны и находятся в постоянных больших и малых, быстрых и медленных круговоротах. Полное обновление вод происходит по-разному. Подземные воды возобновляются приблизительно за 16 тыс. лет, воды Мирового океана – за 2,5 тыс. лет, озера – за 16 лет, реки – за 16 дней, водяной пар атмосферы – за 8 дней. Гидросфера – также очень подвижная оболочка Земли, хотя скорость перемещения воды в ней в целом на два порядка меньше, чем в атмосфере. Средняя скорость океанических течений составляет 3,5 см/с.

1.4. Литосфера

Литосфера – каменная оболочка планеты, постепенно переходящая в нижележащий слой верхней мантии, имеющий повышенную вязкость (астеносфера). Обычно литосферой называют земную кору. Однако, по мнению ряда специалистов, она помимо собственно земной коры включает и верхнюю часть верхней мантии. Из-за этой неопределенности толщина литосферы, по разным оценкам, от 50 до 200 км. Толщина верхней ее части – земной коры – достигает 30 – 70 км под континентами и 5–20 км под океанами. Она состоит из осадочных горных пород. Под ними на материках лежит гранитный слой и еще глубже – более плотный базальтовый. Вместе они составляют материковую земную кору. Под океанами нет гранитного слоя или он очень тонок – это океаническая кора. Таким образом, лито-

сфера включает материки, острова и дно океанов.

Материки и острова принято называть сушей, которая в целом выступает как сравнительно пассивный компонент климатической системы Земли. Рассматривается обычно ее поверхностный слой, соприкасающийся с атмосферой, физические характеристики которого часто считаются постоянными. Однако за длительные отрезки времени (тысячи, десятки и сотни тысяч лет) характеристики поверхности суши могут изменяться в результате процессов почвообразования, выветривания, эрозии, опустынивания. За очень большие промежутки времени (десятки и сотни миллионов лет) в результате дрейфа континентов лик Земли в корне преобразуется, и это, в свою очередь, изменяет характеристики всех компонентов климатической системы. Скорость дрейфа континентов составляет несколько сантиметров в год, что на 2–3 порядка меньше скорости движения льда в ледниках.

1.5. Криосфера

Криосфера – сфера льда и холода – это прерывистая оболочка Земли неправильной формы в области теплового взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы. Характеризуется отрицательной или нулевой температурой, при которой вода, содержащаяся в криосфере в парообразном, свободном или химически и физически связанном с другими компонентами виде, может существовать в твердой фазе (лед, снег, иней и др.). Температура $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($273,15\text{ K}$) определяет равновесие между химически чистыми льдом и водой при атмосферном давлении 760 мм рт. ст. вне посторонних силовых полей. В естественных условиях различные примеси и растворенные вещества, а также поверхностные силы и давление, понижают точку замерзания воды. В результате в границы криосферы попадает и жидкая фаза воды во временно или устойчиво охлажденном ниже 0°C состоянии (соленые морские и подземные воды, не замерзшие связанные воды, высоконапорные пресные воды под ледниковыми покровами, переохлажденные капли воды в облаках и туманах).

Криосфера простирается от верхних слоев земной коры до нижних слоев ионосферы, прерываясь в переменных по мощности сегментах, временно или устойчиво прогретых выше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Нижняя гра-

ница совпадает с подошвой слоя мерзлых и охлажденных горных пород. Этот слой характеризуется большой устойчивостью и достигает максимальной глубины залегания от поверхности Земли в высоких широтах – в Антарктике (свыше 4 км) и Субарктике (около 1,5 км), но отличается сезонной изменчивостью и выклинивается в средних и низких широтах. Верхняя граница криосферы проходит на высотах около 100 км над уровнем моря в разреженных слоях атмосферы, над сильно охлажденной мезопаузой, содержащей серебристые облака.

Криосфера Земли состоит из оболочек. В атмосфере она называется автокриосферой, в литосфере – литокриосферой, в поверхностной гидросфере, т. е. в морях, океанах и озерах – Маринокриосферой; наконец, массы льда, формирующиеся на границе литосферы и атмосферы или гидросферы и атмосферы, принято называть гляциосферой, в которую включают в основном ледники, а иногда и наледи.

Из всего объема воды, имеющейся на планете, на криосферу приходится около 2 %. Но роль ее в формировании климата Земли и в его изменениях велика. Компонентами криосферы являются материковые ледниковые щиты и горные ледники, вечная мерзлота и ископаемые льды, морские льды и снежный покров, система ледяных облаков, айсберги и, наконец, лед в атмосфере.

Криосфера как компонент климатической системы отличается, прежде всего, высоким альбедо и низкой теплопроводностью. Так, свежевыпавший снег отражает до 90 % солнечного излучения. Криосферу тоже можно считать достаточно подвижным компонентом климатической системы. Наиболее подвижна та ее часть, которую составляет снежный покров и сезонный морской лед. Лед в ледниках тоже непрерывно движется, что в прошлом неоднократно способствовало распространению ледниковых покровов на больших участках суши и моря. Однако скорость движения ледникового льда на 2–3 порядка меньше, чем скорость движения воды в океане.

1.6. Биосфера

Биосфера – это оболочка планеты, в которой сосредоточена жизнь. Границы ее определяются пределами распространения прошлой или современной деятельности живых организмов. Она объ-

единяет все живое (растения, животных, бактерии, вирусы) и среду их обитания. В биосферу входят тропосфера, гидросфера и литосфера до 1,5–10 км (это зависит от того, на какой глубине температура горных пород достигает +100 °С).

Совокупность всего живого на планете В.И. Вернадский назвал живым веществом. Общая масса живого вещества (биомасса) – около 2000 млрд. т. сухого веса ($2 \cdot 10^{12}$ т.). Живое вещество обладает замечательной способностью обновляться (биопродуктивность). В течение года живое вещество планеты производит около 250 млрд. т. биологической продукции в сухом весе.

Живое вещество перемещает огромные массы воды, горных пород, газов. Это постоянное перемещение веществ называется биогеохимическим круговоротом. Наиболее активно в биогеохимические круговороты вовлекаются кислород, углерод (и их соединения – углекислый газ), азот, фосфор, сера, вода. Биогеохимические круговороты действуют очень активно. Живое вещество пропускает через себя всю воду Земли за 2 млн. лет, весь кислород атмосферы за 2 тыс. лет, а атмосферную углекислоту за 300 лет.

В настоящее время насчитывается около 1,5 млн. видов животных и 0,5 млн. видов растений. Общая биомасса живых организмов составляет $2,34 \cdot 10^{12}$ т. Биомасса на суше на 99,2 % представлена растениями и на 0,8 % животными и микроорганизмами. В океане отношение обратное: растений 6,3 % биомассы, а животных и микроорганизмов 93,7 %. Суммарная биомасса океана составляет всего 0,13 % биомассы всех живых организмов.

1.7. Модель климатической системы

В самом общем виде модель климатической системы можно записать как

$$S = \{ \varphi_i(\cdot), \xi_i(\cdot), f_k \}, \quad (1.1)$$

где $\varphi_i(\cdot)$ – совокупность собственно элементов или компонентов системы; $\xi_i(\cdot)$ – совокупность воздействующих на нее внешних факторов; f_k – семейство функций связи между компонентами $\varphi_i(\cdot)$ и

факторами $\xi_i(\cdot)$.

Компоненты климатической системы связывает вода – вещество, которое может находиться в любых фазовых состояниях. Взаимодействуя с воздушной, твердой и живой оболочками Земли, круговорот воды соединяет в единое целое все объекты гидросферы. Важнейшими внешними факторами являются Солнце – источник энергии, благодаря которому работает система, Луна – единственный спутник Земли и космическое пространство, которое может тем или иным образом влиять на поток солнечной радиации или величину его усвоения климатической системой. На способность климатической системы усваивать поток солнечной радиации также влияют такие астрономические факторы, как периодические изменения орбиты и положения оси Земли. К внешним факторам климатической системы часто относят изменение состава атмосферы; изменение в глобальном масштабе формы, рельефа, расположения суши на поверхности Земли; изменение конфигурации и расположения океанов, а также изменение содержания в морской воде солей и растворенных газов. Семейство функций связи описывает взаимодействие между компонентами внутри системы (например, взаимодействие атмосферы и суши, взаимодействие атмосферы и океана и т.п.) и между компонентами и внешними факторами (например, влияние Солнца и Луны на воды океана и земную поверхность).

Сложность взаимодействий в климатической системе требует наблюдений за обширной совокупностью явлений и процессов, характеризующих разнообразие свойств атмосферы, океана, суши, снежно-ледяного покрова, биосферы. К.Я. Кондратьев составил перечень 40 параметров климатической системы, за которыми необходимо наблюдать. Они объединены в следующие группы: солнечная радиация и облачность, характеристики подстилающей поверхности суши, газовые и аэрозольные компоненты атмосферы, океан, криосфера и гидрологический цикл. Если уравнение (1.1) интерпретировать в терминах вероятностной модели, то параметры климатической системы можно рассматривать как случайные функции пространственных координат и времени (X, Y, T) в определенном комплексе условий.

АКТИВНЫЙ СЛОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

2.1. Общая циркуляция атмосферы

2.1.1. Пассаты и антипассаты. Муссоны

Неравномерность распределения тепла между разными поясами Земли приводит к наклону изотермических поверхностей в тропосфере и образованию изобаро-термических соленоидов. В экваториальной зоне теплый воздух поднимается вверх на 4 – 8 км и растекается по направлению к полюсам. На широтах 30–35° в северном и южном полушариях он опускается к поверхности. Здесь формируется зона повышенного давления, от которой воздух движется в нижнем слое тропосферы к экватору, отклоняясь в северном полушарии вправо, а в южном – влево. Под действием силы Кориолиса движение воздуха приобретает направление с востока на запад в виде постоянно дующих с примерно одинаковой скоростью *пассатов*. Над ними дуют постоянные ветры противоположного направления – *антипассаты*. Между полюсами высокого давления (30–35° с. ш. и 30–35° ю. ш.) дуют *муссоны* – воздушные потоки устойчивого направления, действующие в пределах основных сезонов года (зима и лето). Направление муссонов изменяется на 180° в соответствии с изменением давления над океанами и материками. Летом суша теплее, чем океан. Над сушей наблюдается пониженное давление, над океаном – повышенное. Воздух движется с океана на сушу. Зимой – наоборот. Причина смены муссонов заключается в различной теплоемкости суши и воды. Особенно ярко муссоны выражены в Южной и Юго-Восточной Азии, Японии, на восточном берегу Азии, на юге Северной Америки.

2.1.2. Воздушные массы

В нижних слоях атмосферы выделяют воздушные массы, которые объединяются общим происхождением, сходными свойствами и движутся как одно целое. Они занимают большие пространства над материками и океанами. Каждая воздушная масса простирается на тысячи километров. Температура, влажность, прозрачность и другие

свойства воздушной массы меняются медленно. В зависимости от места формирования различают 4 основных типа воздушных масс.

1. Арктический (антарктический) воздух (АВ) формируется над ледяной поверхностью полярных стран; характеризуется низкими температурами, малым содержанием влаги, небольшим количеством пыли, большой прозрачностью. По своим свойствам АВ подразделяется на континентальный и морской, различающиеся своей влажностью. Вторгаясь в низкие широты, этот воздух значительно понижает температуру. АВ может проникать далеко от области своего формирования, задерживаясь только горными цепями.

2. Полярный воздух (ПВ) – воздух умеренных широт. Очаги ПВ располагаются в средних и субполярных широтах обоих полушарий. ПВ также бывает континентальным и морским. Зимой континентальный ПВ сильно охлажден и отличается небольшим содержанием влаги. С вторжением такого воздуха устанавливается ясная и морозная погода. Летом он сильно нагревается. Морской ПВ обычно формируется над океаном. Отличается повышенной влажностью, умеренной температурой; зимой приносит оттепели, летом – пасмурную погоду с похолоданием.

3. Тропический воздух (ТВ) – воздушная масса, круглый год формирующаяся в тропиках и субтропиках, а летом – над сушей на юге умеренных широт (юг Европы, Казахстан, Средняя Азия, Забайкалье). Обычно ТВ вторгается из низких широт в более высокие, вызывая резкое повышение температуры воздуха, оттепели зимой и жаркую погоду летом. Морской ТВ отличается высокой влажностью и температурой, континентальный ТВ – запыленностью и более высокой температурой.

4. Экваториальный воздух (ЭВ) формируется над экваториальной зоной, перемещаясь в северном и южном полушариях. И над морем, и над сушей ЭВ имеет высокую температуру и влажность. На морской и континентальный не подразделяется. При переходе с океана на более нагретую сушу из ЭВ выпадают тропические дожди. За пределы тропиков эта воздушная масса не распространяется.

2.1.3. Атмосферные фронты. Циклоны и антициклоны

При сближении разнородных воздушных масс возникают переходные, или фронтальные, зоны, которые непрерывно зарождаются,

обостряются и разрушаются; скорость и сила этих процессов зависят от разности температур встречающихся масс. Здесь усиливается ветер, достигающий ураганных скоростей на высоте 9–12 км (200 км/ч и более), возникают *атмосферные фронты* – поверхности раздела между холодными и теплыми воздушными массами. Ширина этой зоны незначительная – несколько десятков километров, толщина по вертикали – несколько сотен метров. Наклон фронтальной поверхности к земной очень незначительный, менее 1° . Если фронт перемещается в сторону высоких температур, он называется холодным, а при перемещении в сторону низких температур – теплым. Линия фронтов извилистая: их изгибы к северу обычно вызваны языками теплого воздуха, изгибы к югу – языками холодного воздуха. Вместе с воздушными массами фронты перемещаются со скоростью 30–35 км/ч, проходя за сутки свыше 600–800 км. Поскольку во фронтальной зоне происходит подъем воздуха и образование облаков, то погода здесь всегда облачная и выпадают осадки. Вертикальные разрезы холодного и теплого фронтов и их облачные системы приведены на рис. 2.1, 2.2.

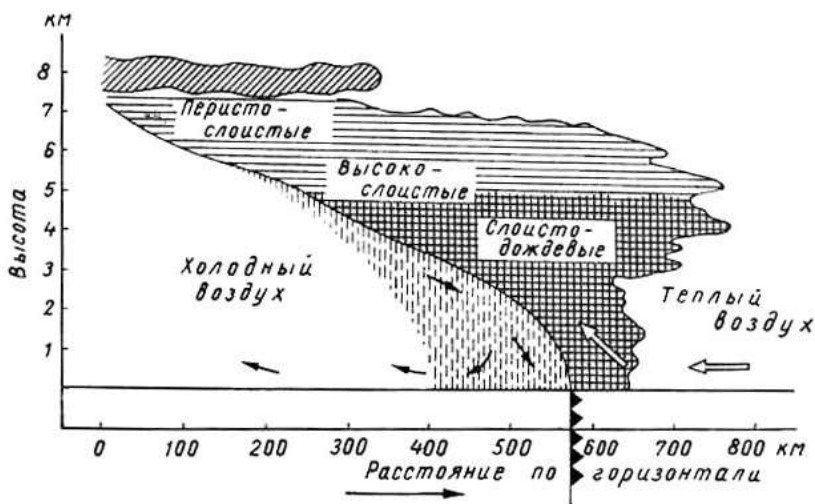


Рис. 2.1. Вертикальный разрез холодного фронта и его облачной системы.

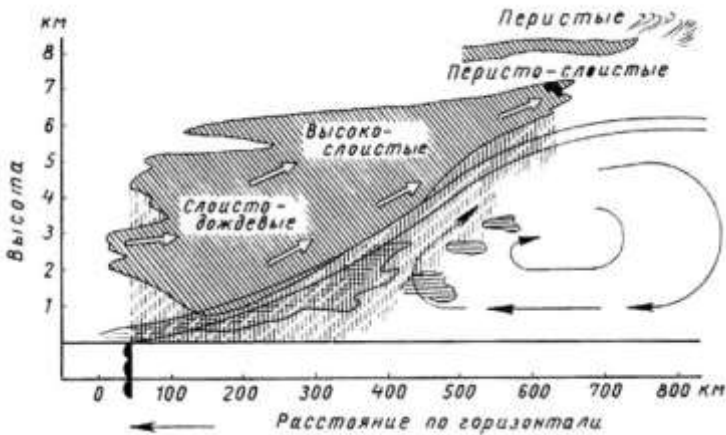


Рис. 2.2. Вертикальный разрез теплового фронта и его облачной системы.

На разделе теплой и холодной воздушных масс контрасты тепла и холода создают заряд потенциальной энергии, разряжающейся путем образования крупномасштабных вихрей – *циклонов* и *антициклонов*. В ячейке пониженного давления относительно более теплый воздух поднимается вверх, двигаясь от периферии к центру и закручиваясь при этом против часовой стрелки. Развивается циклон. В ячейке повышенного давления воздух стекает от центра к периферии, вращаясь по часовой стрелке. Возникает антициклон.

Диаметр циклона обычно составляет 1000–2000 км, высота – от 2 до 20 км, перепад атмосферного давления между центром и периферией – от 5 до 30 млб. Окружающий циклон холодный воздух стремится подавить заключенный в центре очаг тепла, наступая на него на теплом и холодном фронтах. Кольцо холода сжимается, вытесняя теплый воздух вверх, где он освобождается от влаги, которой богат циклон, обычно формирующийся над океанами. Циклон завершает свою деятельность, которая продолжается всего несколько суток. Кроме циклонов умеренных широт, между широтами 5–20° каждого полушария возникают сильные возмущения, сопровождающиеся ураганскими ветрами. Это – тропические циклоны. В Юго-Восточной Азии они называются тайфунами, в Индии – циклонами, в Северной Америке – торнадо. За год на земном шаре формируется 40–50 тропических циклонов. Они несут с собой сильные грозы и ливни. Тай-

фуны, возникающие на западе Тихого океана к северу от экватора, перемещаются к западу и северо-западу со скоростью 10–20 км/ч. При изменении направления на северное скорость тайфунов возрастает до 30–50 км/ч. Тайфуны достигают берегов Индокитая, Китая, Кореи, а некоторые заходят на Дальний Восток России, в Приморье, на Курильские острова и Камчатку. Диаметры тайфунов невелики – до нескольких сотен километров. В море они вызывают сильное волнение, на берегах образуют нагоны морской воды, наводнения.

В антициклоне устанавливается повышенное давление воздуха, при нисходящем его движении он приобретает высокую степень устойчивости, рассеиваются облака, наступает ясная, солнечная погода. Летом для антициклона характерна жаркая погода, зимой – морозная. Зимой во внетропических широтах северного полушария антициклоны развиваются над материками Азии и Северной Америки. В это время над Северной Атлантикой идет интенсивное образование циклонов, связанное с проникновением теплых течений Гольфстрима в северные широты. Летом увеличивается повторяемость циклонов над материками. Циклоны и антициклоны обычно взаимодействуют, способствуя обострению контрастов температуры и влажности воздуха. Между ними возникают мощные течения холодного воздуха с севера – на юг и теплого – с юга на север. Они осуществляют межширотный обмен в атмосфере.

2.1.4. Центры действия атмосферы

Возникновение множества циклонов и антициклонов связано с *центрами действия атмосферы (ЦДА)* – областями повышенного или пониженного давления. Область постоянно повышенного давления наблюдается над Азорскими островами и окружающими их водами Атлантического океана на широте – 30–35° с.ш. На севере Атлантики действует исландский, а над северной частью Тихого океана – алеутский минимум давления. Сибирский максимум давления, охватывающий зимой Забайкалье, Якутию, Монголию, относят к периодическим ЦДА.

К ЦДА в Южном полушарии относят Южно-Атлантический, Южно-Тихоокеанский и Индоокеанский циклонические центры (депрессии).

2.1.5. Индексы общей циркуляции атмосферы

Циклоны и антициклоны, холодные и теплые фронты, очаги тепла и холода меняются местами, перемещаются, исчезают и возникают вновь. Составив календарь смены механизмов динамики атмосферы за многолетний период, исследователи объединили их в две основные группы. Одна определяет в основном движение воздушных масс с запада на восток и препятствует межширотному обмену воздуха; другая, наоборот, открывает в северном полушарии широкие возможности для продвижения холода на юг, а тепла на север. Первый тип циркуляции получил название *зональный*, второй – *меридиональный*.

Часто для характеристики общей циркуляции атмосферы используют различного рода индексы. Чаще всего они применяются для описания и прогнозирования, как самих атмосферных процессов, так и обусловленных ими динамических движений, происходящих в различных объектах гидросферы. К их числу можно отнести многолетние колебания водности рек и уровня наполнения озер, течения и волнение в морях и океанах и т. п. Рассмотрим некоторые из них.

Индекс атмосферной циркуляции Россби. Россби предложил использовать в качестве индекса общей циркуляции атмосферы величину зональной составляющей скорости движения воздуха u , которая может быть вычислена по разности давления между определенными широтами и переведена по формуле геострофического ветра в скорость, выраженную в метрах в секунду. Россби установил, что процессы общей циркуляции можно обобщить в двух типах: 1) тип процессов с *высоким индексом*, 2) тип процессов с *низким индексом*.

Индекс атмосферной циркуляции Е.Н. Блиновой. Решив задачу о движении волновых возмущений в термобарическом поле бароклинной атмосферы на вращающейся сферической Земле, Е.Н. Блинова ввела *индекс* циркуляции, представляющий собой отношение линейной скорости движения воздуха вдоль круга широты к расстоянию до оси вращения Земли. Этот индекс дает угловую скорость вращения атмосферы по отношению к поверхности Земли. Величина индекса непрерывно изменяется. Однако на кривой индексов можно всегда выделить периоды, когда имеет место увеличение или уменьшение индекса. При этом моменты перелома в ходе кривых индексов довольно близко совпадают с моментами смены на полушарии элементарных циркуляционных механизмов. В периоды спада и подъема индексов на полушарии наблюдаются макропроцессы, аналогич-

ные тем, которые имеют место в периоды процессов с низким или высоким индексом Россби.

Индексы интенсивности атмосферной циркуляции по Л.А. Вителю. Изучив особенности барико-циркуляционного режима одного из естественных синоптических районов и введя шкалу из девяти градаций для характера барического поля (циклон, антициклон и т.д.) и интенсивности барических образований, Л.А. Вительс предложил в качестве индексов принять среднюю глубину циклонов и среднюю мощность антициклонов. Суммарный индекс дает представление об общем возрастании или убывании интенсивности барических образований. Используя этот индекс, Вительс выявил ряд интересных особенностей в многолетних изменениях атмосферной циркуляции и климата.

Индексы зональной, меридиональной и общей циркуляции А.Л. Каца. А.Л. Кац предложил в качестве индекса атмосферной циркуляции принять удельный поток массы воздуха в единичном слое за единицу времени. При этом он отдельно рассматривал индекс зональной циркуляции, индекс меридиональной циркуляции и индекс общей циркуляции. С помощью сравнительно простых подсчетов числа пересечений изобар с параллелями и меридианами можно получить значения всех этих индексов для больших и малых площадей, для уровня моря и различных высот. А.Л. Кац выявил ряд особенностей зональной и меридиональной составляющих атмосферной циркуляции над северным полушарием на высотах до 19 км.

Наиболее общеизвестными и общепринятыми являются *индексы циркуляции Г.Я. Вангенгейма* и *А.А. Гирса*, отличающиеся своей простотой и эффективностью. В 1933 г. Г.Я. Вангенгейм ввел понятие элементарного синоптического процесса (ЭСП). Под ЭСП понимается процесс, в течение которого сохраняется географическое распределение знака барического поля и направление основных переносов воздуха в пределах атлантико-европейского сектора северного полушария. Используя понятие ЭСП, Вангенгейм обобщил все многообразие макропроцессов, наблюдавшееся за 42 года, первоначально в 26 типов, а затем в 3 типа атмосферной циркуляции: *W* – западный, *E* – восточный, *C* – меридиональный. А.А. Гирс показал, что общую циркуляцию атмосферы можно представить как процесс непрерывного преобразования ее основных форм, и, что каждая из этих форм циркуляции закономерно сменяется другими формами. Так, запад-

ный тип циркуляции в подавляющем большинстве сменяется восточным типом, редко меридиональным. Восточный тип циркуляции чаще всего сменяется меридиональным, иногда западным типом, меридиональный – восточным или смешанным, редко западным.

Для характеристики процессов атмосферной циркуляции в последние годы все чаще используются индексы Северо-Атлантического Колебания (NAO). Индексы NAO характеризуют интенсивность зональной циркуляции в средних широтах Северного полушария от $\approx 70^\circ$ з.д. до 120° в.д. и рассчитываются как нормированная на среднее значение разность атмосферного давления в Лиссабоне, Португалия и в Стиксхолмуре, Исландия. В ряде исследований показано, что влияние NAO зимой распространяется от Флориды до Гренландии и от Северной Африки через Европу до севера Евразии. Для характеристики интенсивности зональной циркуляции в Северном полушарии над Тихим океаном разработаны индексы Северо-Тихоокеанского колебания (NPO).

Формы циркуляции для Южного полушария (Ma , Mb – меридиональные, Z – зональная) получены на тех же принципах, что и для Северного полушария. При меридиональной форме Ma в тропосфере формируются два мощных гребня со стороны Австралии и Южной Атлантики. Между ними находятся две ложбины над Индийским и Тихим океанами. При форме Mb основными являются высотные гребни над Индийским океаном и над восточными районами Тихого океана. Над Южной Атлантикой, а также над австралийским сектором, формируются две обширные ложбины, которые довольно часто расчленяются на две части вторичными гребнями, развивающимися в районе гринвичского меридиана и в районе Тасмания – Новая Зеландия. Для формы Z характерно слабое возмущение западно-восточного потока в толще тропосферы. Длинные волны имеют незначительные амплитуды, высотные ложбины и гребни достаточно быстро смещаются в восточном направлении.

Интенсивность зональной циркуляции в средних широтах Южного полушария от $\approx 70^\circ$ з.д. до 120° в.д. характеризуют индексы Южно-Полярного Колебания (SPO). Индексы Южного колебания (SPI) введены для обозначения аномалий приземного давления вдоль тропической зоны Тихого океана. Вблизи центров действия южного колебания противоположного знака находятся станции, расположенные на о. Таити (17° ю.ш., 150° з.д.) и в городе Дарвин (12° ю.ш., 150° в.д.).

Считается, что временной ряд разностей нормализованных аномалий давления на этих станциях (индекс *SPI*) является наиболее обоснованной характеристикой временной динамики южного колебания.

2.2. Динамика гидросферы в пределах Мирового океана

2.2.1. Течения

Неравномерное распределение солнечной радиации по поверхности Земли является важнейшей причиной поступательных горизонтальных движений водных масс в океанах и морях, связанных с перемещением значительных объемов воды на большие расстояния. Эти движения называются *течениями*. В природных условиях не существует течения какого-либо одного происхождения, а имеет место комплексный поток, сочетающий одновременно различные типы течений. Различие в количестве тепла, получаемого в низких и высоких широтах, создает различия в плотности морской воды, что приводит к наклону физической поверхности в океанах и морях и образованию *плотностных* течений. Под влиянием атмосферной циркуляции возникают *ветровые* и *дрейфовые* течения. Первые вызваны временными или непродолжительными ветрами, вторые – установившимися, действующими длительное время ветрами. Ветровые течения, в отличие от дрейфовых, не приводят к наклону уровня моря и появлению градиента давления. Ветровые и дрейфовые течения сочетаются с плотностными. Если бы на них не оказывали влияние вторичные силы, которые проявляются лишь при наличии движения (сила Кориолиса, центробежные силы, трение вод о дно и берега материков, внутреннее трение), а океан покрывал Землю сплошным слоем, то по распределению плотности и ветров можно было бы установить направление и скорость течения. Однако указанные причины настолько усложняют общую картину течений, что соответствие между действующими силами и течением можно определить только при тщательном анализе.

Силы притяжения Луны и Солнца вызывают *приливные* течения. В отличие от течений плотностных и ветровых приливные течения периодические и легче поддаются предсказанию. Однако и они подвергаются воздействию отклоняющей силы вращения Земли, сил трения и зависят от физико-географических условий.

Изменения в распределении атмосферного давления, приводящие к наклону уровня моря в областях повышенного давления и повышению его в областях пониженного давления, вызывают *бароградентные* течения. Наклон поверхности моря, вызванный притоком береговых вод, атмосферными осадками, испарением, притоком вод из другого бассейна или оттоком вод в другие районы, формирует *стоковые* течения. Нарушение равновесия за счет убыли или оттока воды из одного бассейна в другой приводит к возникновению *компенсационных* течений. После прекращения действия всех возбуждающих движение сил наблюдаются остаточные *инерционные* течения.

Общая схема течений на поверхности Мирового океана приведена на рис. 2.3. По обеим сторонам экватора северо-восточный пассат образует Северное пассатное течение, а юго-восточный пассат – Южное пассатное течение. Эти течения направлены на запад. Встречая на своем пути восточные берега материков, пассатные течения создают нагон воды и поворачивают вправо в северном полушарии и влево в южном. В широтах около 40° на массы воды воздействуют преобладающие западные ветры, обусловленные той же причиной, что и пассаты – антициклонической циркуляцией, вызванной тропическими максимумами давления. В результате течения поворачивают на восток и северо-восток, а затем, встречая на своем пути западные берега материков, поворачивают на юг в северном полушарии и на север в южном, образуя замкнутые кольца циркуляции между экватором и широтой $40\text{--}45^\circ$. Течение внутри круговорота в северном полушарии направлено по часовой стрелке, течение в южном полушарии – против часовой стрелки. Одновременно часть восточного течения в северном полушарии поворачивает на север, образуя ветвь циркуляции умеренных широт.

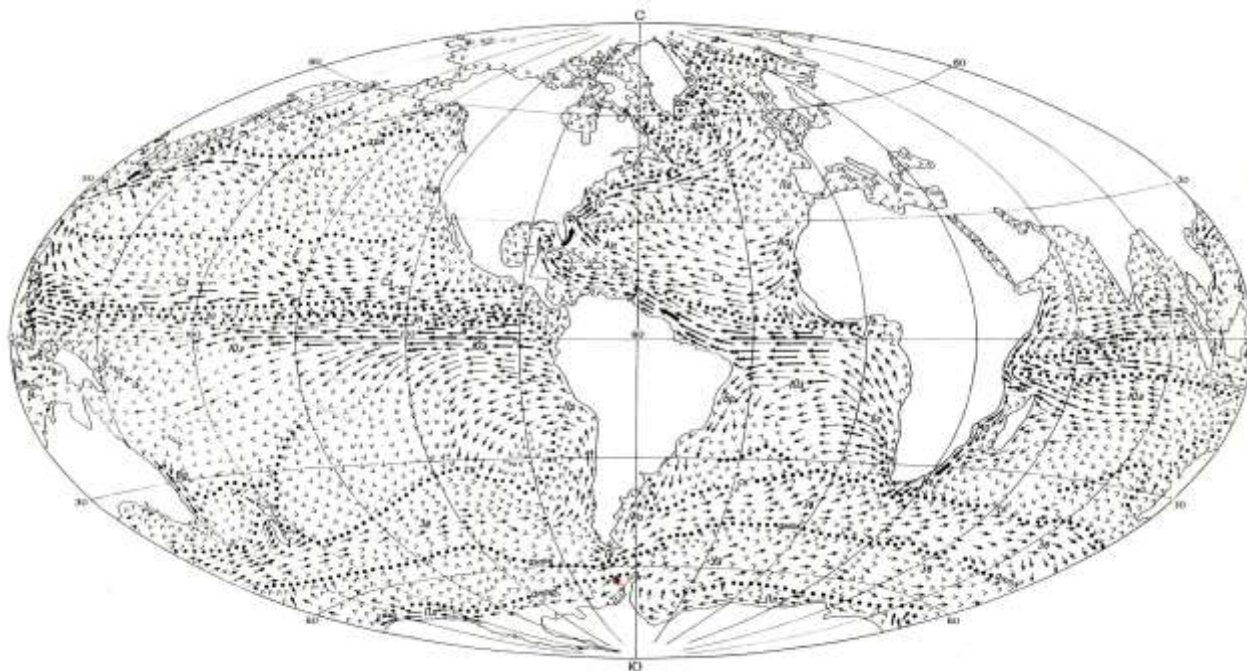


Рис. 2.3. Схема течений Мирового океана.

Между пассатными течениями в экваториальной зоне возникают противотечения восточного направления. Причиной этих течений является неравномерность поля ветра в тропической зоне.

Отличия от описанной схемы течений отмечаются только в тропической зоне северной половины Индийского океана. Здесь полуостровов Индостан и обширный материк Азии создают благоприятные условия для развития муссонной циркуляции. В силу этого течения северной половины Индийского океана имеют сезонный ход, следуя сезонному ходу атмосферной циркуляции.

В умеренных широтах 45–65° в северной части Атлантического и Тихого океанов течения образуют кольцо циркуляции против часовой стрелки. Однако вследствие неустойчивости атмосферной циркуляции в этих широтах течения также характеризуются малой устойчивостью. Исключение составляют только те ветви, которые поддерживаются постоянным уклоном уровня океана от экватора к полюсам, например теплые Северо-Атлантическое и Северо-Тихоокеанское течения. Этот постоянный уклон уровня обусловлен не только нагоном вод к западным берегам материков пассатными течениями, но и общим распределением температуры воды (а, следовательно, и плотности).

В высоких (полярных) широтах о течениях на поверхности можно составить представление на основании дрейфа льдов, покрывающих бассейн Северного Ледовитого океана в северном полушарии и примыкающих к материку Антарктиды - в южном. Так, в Северном Ледовитом океане поверхностные течения следуют от берегов Азии через полюс к восточным берегам Гренландии. У побережья Антарктиды течения имеют преимущественно западное направление и образуют узкую полосу циркуляции вдоль берегов Антарктиды, направленную с востока на запад. В некотором удалении от берегов течения имеют восточное направление, следуя за господствующими западными ветрами умеренных широт.

Кроме поверхностных течений, наблюдаются мощные подповерхностные противотечения. Так, в Тихом океане под слоем Южного пассатного течения существует поток восточного направления, названного течением Кромвелла. Под слоем Южного пассатного течения Атлантического океана наблюдается экваториальное противотечение Ломоносова. Аналогичное течение обнаружено и в Индийском океане. Течение Ломоносова прослеживается вдоль экватора от

устья Амазонки до Гринвичского меридиана на протяжении 2600 миль и представляет собой двухслойный поток толщиной от 25 до 210 м. Верхний слой – это трансформированные высокосолёные воды антициклонических круговоротов северной и южной Атлантики, нижний представлен субтропическими трансформированными водами южной тропической зоны. Течение Кромвелла в Тихом океане пересекает его с запада на восток от 132° в. д. до 92° з. д. Оно имеет ширину до 240 миль в слое от 45 до 200 м и более и достигает скорости более 60 см/с.

Зоны сходимости течений называются *конвергенциями*, а расходимости – *дивергенциями*. В зонах конвергенции происходит опускание поверхностных вод, а в зонах дивергенции – подъем вод с глубин.

Течения оказывают большое влияние на климат Земли. Так, в тропических областях на западных берегах океанов наблюдаются значительные облачность, осадки, влажность, а у восточных берегов, где ветры дуют с материков, относительно сухой климат. Течения существенно влияют на распределение давления и циркуляцию атмосферы. Над осями таких теплых течений, как Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Куро시오, Северо-Тихоокеанское, движутся серии циклонов, которые определяют погодные условия прибрежных районов материков. Теплое Северо-Атлантическое течение способствует усилению исландского минимума давления, а, следовательно, и интенсивной циклонической деятельности в Северной Атлантике, в Северном и Балтийском морях. Аналогично влияние Куро시오 на область алеутского минимума давления в северо-восточном районе Тихого океана.

2.2.2. Водные массы

Процессы крупномасштабного тепло- и влагопереноса через поверхность океана, горизонтальная и вертикальная циркуляция вод, процессы осенне-зимней конвекции в высоких широтах и средиземноморских бассейнах приводят к формированию водных масс Мирового океана. Под *водной массой* принято понимать некоторый сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе океана, обладающий в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик и распространяющийся как

единое целое. На границах между водными массами формируются *фронтальные зоны*, в которых обостряются градиенты характеристик при переходе из одной массы в другую. В случае особенно резких градиентов граница между водными массами может иметь вид поверхности раздела, или *фронтальной поверхности*. Обычно для выделения водных масс используются данные о температуре и солености воды, хотя этих данных не всегда достаточно для их надежной идентификации.

Существует несколько классификаций водных масс. Наиболее известными являются классификации Дефанта, Свердруп, Степанова, Мамаева и др. Классификации отличаются между собой методологическими основами выделения водных масс и полученными результатами. В.Н. Степанов для выделения водных масс использовал термохалинные экстремумы вертикального распределения вод. При этом он рассматривал их отдельно по структурным зонам. Наибольшее число водных масс было выделено в поверхностной структурной зоне (экваториально-тропическая, бенгальская, тропическая, восточно-тропическая, срединнотропическая, аравийская, субтропическая, североатлантическая, южная индотихоокеанская, субполярная, субарктическая, полярная). По мере удаления от поверхности океана число водных масс уменьшается. Так, в промежуточной структурной зоне их число сокращается до шести. При этом все водные массы, за исключением присредиземноморской, являются продолжением соответствующих поверхностных масс. Столько же водных масс выделяется в глубинной и придонной зонах.

В 1935 г. Вюст составил схему распространения водных масс на меридиональном разрезе через Атлантический океан от Исландии до Антарктиды и выделил тропосферные (поверхностные и промежуточные) и стратосферные (глубинные и придонные) водные массы. К тропосферным Вюст отнес центральную водную массу, которая состоит из теплой соленой воды и в Северной Атлантике находится в Саргассовом море. Ниже этой водной массы отмечается прослойка средиземноморских вод.

В стратосфере Вюст выделил четыре основные водные массы. Во-первых, это североатлантическая глубинная водная масса, которая образуется в Норвежском и Гренландском морях в результате осенне-зимней конвекции. Опускаясь, она занимает практически все глубинные слои и медленно движется на юг к Южному полюсу. Вблизи

Антарктиды она поднимается к поверхности. Весь путь от Арктики до Антарктиды занимает около 700 лет. Во-вторых, это антарктическая промежуточная водная масса, которая формируется около 50° ю.ш. при смешении центральной водной массы и распресненных антарктических поверхностных вод. При смешении новая водная масса опускается и начинает распространяться на север, пересекая экватор. В-третьих, это антарктическая циркумполярная водная масса, которая движется вокруг Антарктиды в виде Антарктического циркумполярного течения и благодаря которой все океаны оказываются связанными между собой. Наконец, это антарктическая донная вода, которая образуется в шельфовой зоне моря Уэдделла в результате последовательного смешения различных водных масс.

В дальнейшем деление океана на тропосферные и стратосферные водные массы было поддержано О.И. Мамаевым. Результаты его исследований на основе классического *T, S*-анализа приведены в табл. 2.1. Из таблицы видно, что даже идентичные водные массы при переходе из одного океана в другой могут заметно изменять свои характеристики. Например, антарктическая промежуточная вода в Атлантическом океане имеет температуру 2,2 °С, а в Индийском и Тихом океанах соответственно 5,2 и 5,0 °С. Кроме того в каждом океане есть водные массы, не встречающиеся в других океанах (средиземноморская в Атлантическом океане, тиморская в Индийском океане и др.).

Таблица 2.1

Основные водные массы Мирового океана и их термохалинные индексы (по О.И. Мамаеву)

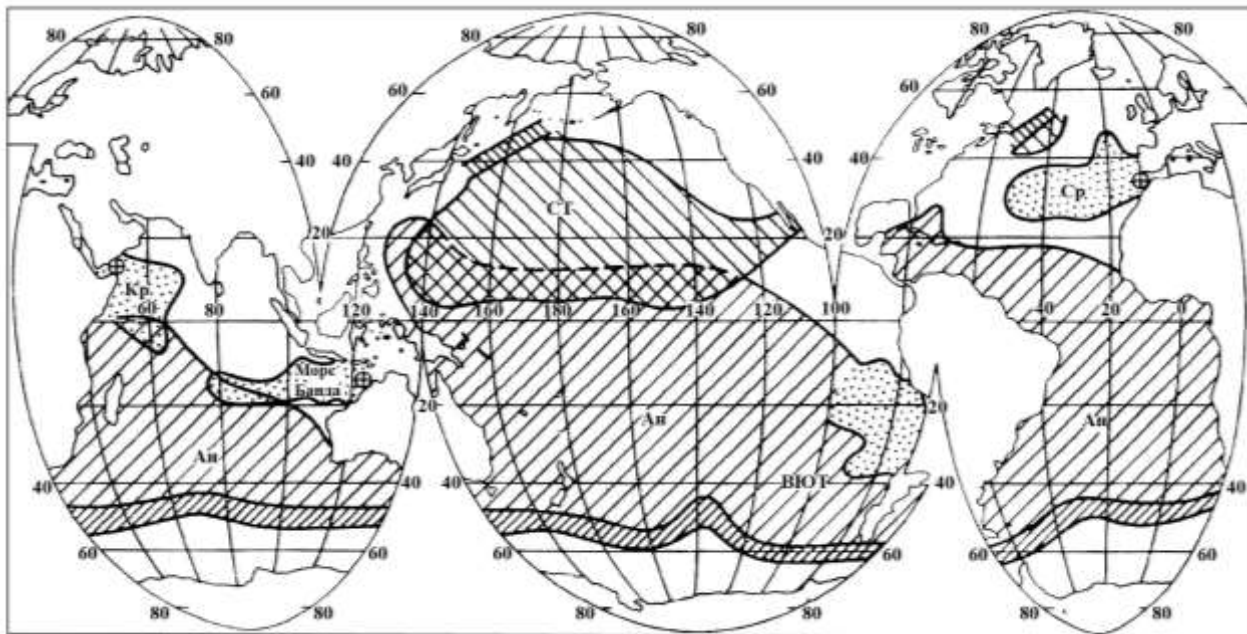
Водная масса	Океан		
	Атлантический	Индийский	Тихий
Тропосферная (поверхностная)	Субтропическая Северной Атлантики (20 °С; 36,5 ‰)	Бенгальская (25 °С; 33,8 ‰)	Субтропическая западной части северной половины Тихого океана (20 °С; 34,8 ‰)
	Субтропическая Южной Атлантики (18 °С; 35,9 ‰)	Экваториальная (25 °С; 35,3 ‰)	Моря Тимор (20 °С; 34,5 ‰)
		Субтропическая южной части океана (16 °С; 35,6 ‰)	Субтропическая восточной части северной половины Тихого океана (20 °С; 35,2 ‰)
			Экваториальная и субтропическая южной половины Тихого океана (25 °С; 36,2 ‰ и 20 °С; 35,7 ‰)

2.2. Динамика гидросферы в пределах Мирового океана

Водная масса	Океан		
	Атлантический	Индийский	Тихий
Тропосферная (промежуточная)	Субарктическая (2 °С; 34,9 ‰) Средиземноморская (11,9 °С; 36,5 ‰) Антарктическая (2,2 °С; 33,8 ‰)	Красноморская (23 °С; 40,0 ‰) Моря Тимор (13 °С; 34,6 ‰) Антарктическая (5,2 °С; 34,3 ‰)	Субарктическая (5 °С; 33,8 ‰) Субарктическая восточной части южной половины Тихого океана (11,5 °С; 33,9 ‰) Антарктическая (5 °С; 34,1 ‰)
Стратосферная (глубинная и придонная)	Глубинная и придонная Северной Атлантики (2,5 °С; 34,9 ‰) Глубинная Южной Атлантики (4 °С; 35,0 ‰) Придонная антарктическая (–0,4 °С; 34,6 ‰)	Глубинная и придонная антарктическая (0,6 °С; 34,7 ‰)	Глубинная и придонная (1,3 °С; 34,7 ‰)
<i>Примечание.</i> Водные массы, не имеющие стабильного термохалинного индекса, в таблице не указаны.			

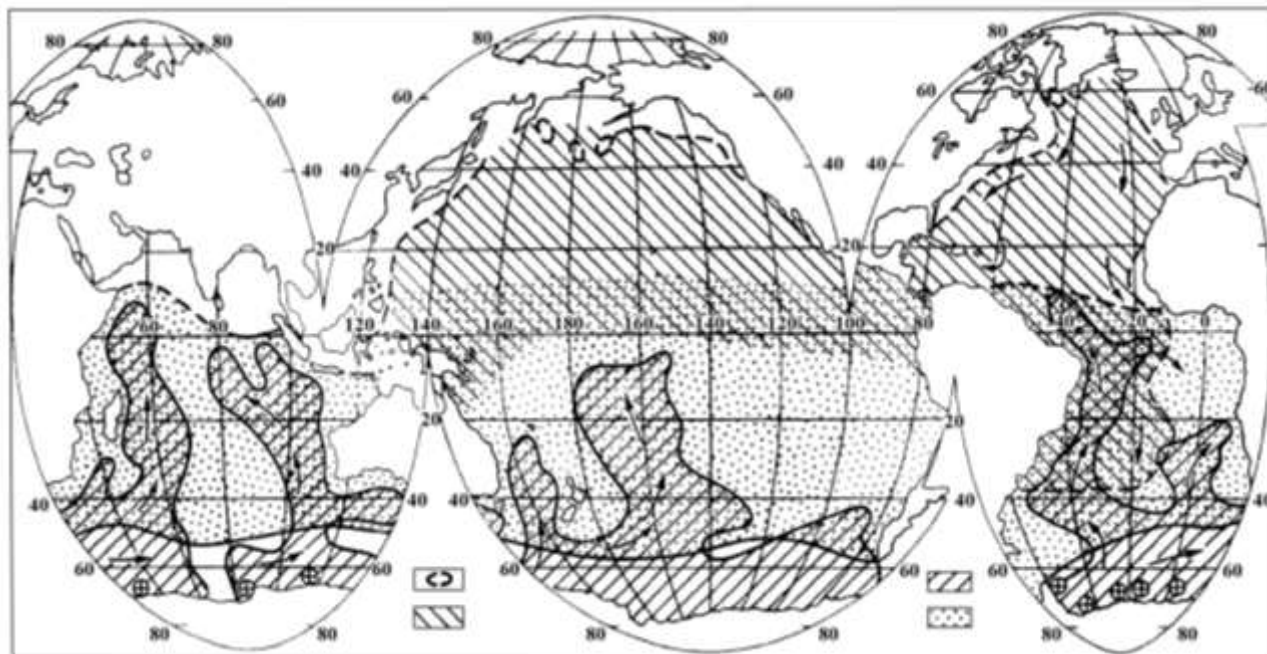
Поскольку образование большинства водных масс осуществляется при непосредственном контакте с атмосферой, то наиболее характерные свойства водные массы приобретают, прежде всего, в районе их формирования на поверхности океана. Затем при горизонтальных и вертикальных движениях происходит их трансформация. Естественно, что большинство промежуточных, глубинных и придонных водных масс формируется из поверхностных. При этом опускание поверхностных вод происходит главным образом за счет тех вертикальных перемещений, которые вызываются их горизонтальным обращением. Особенно благоприятные условия для образования водных масс наблюдаются в высоких широтах, где развитию интенсивных нисходящих движений по периферии циклонических систем способствует высокая плотность вод и небольшие вертикальные градиенты.

Распределение водных масс Мирового океана достаточно четко отражает вертикальную и горизонтальную зональность (рис. 2.4–2.6). При этом в отличие от вертикальной поясности суши, проявляющейся только в горных районах, вертикальная зональность океана выражена практически всюду и, следовательно, носит глобальный характер.



Кр – красноморская водная масса, Ан – антарктическая водная масса, ИОТ – восточная южнотихоокеанская водная масса, Ср – средиземноморская водная масса

Рис. 2.5. Промежуточные водные массы Мирового океана (по О.И. Мамаеву).



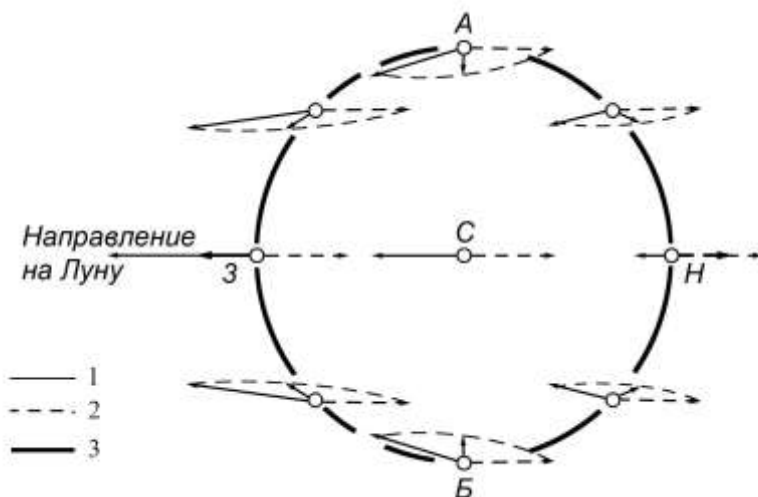
1 – очаги формирования, 2 – глубинная и придонная масса Северной Атлантики и северной половины Тихого океана, 3 – антарктическая придонная водная масса, 4 – южные глубинные водные массы всех трех океанов

Рис. 2.6. Стратосферные (глубинные и придонные) водные массы Мирового океана (по О.И. Мамаеву).

2.2.3. Приливы

Движения водных масс в Мировом океане, вызванные приливообразующими силами Луны и Солнца, называют *приливыми явлениями* или *приливами*. Приливные явления представляют собой волновое движение. Под действием периодической приливообразующей силы в океане возникает сложная волна, имеющая период, соответствующий периоду силы, но отличную от нее амплитуду и фазу. Частицы воды в приливной волне движутся по орбитам, имеющим форму эллипса, с осью, очень сильно вытянутой по горизонтали. Движение частиц по их орбитам наблюдатель воспринимает как периодические колебания уровня и течений. Приливные течения можно рассматривать как проекции частиц по их орбитам на горизонтальную плоскость, а колебания уровня – как проекции на вертикальную ось. Проекции на горизонтальную плоскость характеризуются двумя величинами: направлением и скоростью, а проекции на вертикальную ось только одной – высотой уровня.

Рассмотрим силы гравитационной природы, действующие на поверхности Земли на каждую точку единичной массы. Это – сила притяжения Земли F_1 и центробежная сила F_2 . Силы F_1 и F_2 для каждой точки Земли практически постоянны по величине, времени и направлению и никакого влияния на возникновение приливов не оказывают. Их равнодействующей является, сила тяжести. Третьей силой F_3 , действующей в каждой точке земной поверхности, является сила притяжения Луной единицы массы. Эта сила направлена к Луне по прямой, соединяющей данную точку с центром Луны. В каждой точке Земли направление и значение этой силы различны. Не постоянна эта сила и во времени. Для наблюдателя на земной поверхности изменения во времени силы притяжения Луной единицы массы будут вызваны вращением самой Земли, движением Луны вокруг Земли, а также постоянным изменением расстояния между центрами Земли и Луны. Эта разная в различных точках поверхности Земли и непрерывно изменяющаяся в каждой из них сила и является первой из двух сил, формирующих на Земле приливообразующую силу Луны (рис. 2.7).



1 – сила тяготения, 2 – центробежная сила, 3 – равнодействующая

Рис. 2.7. Приливообразующие силы Луны.

Для того чтобы установить вторую из сил, составляющих в совокупности приливообразующую силу Луны, необходимо рассмотреть движение системы Земля – Луна. Обычно мы говорим, что Луна вращается вокруг Земли. Но в действительности эти два тела вращаются вокруг общего центра тяжести. Так как масса Земли в 81,5 раза превосходит массу Луны, а среднее расстояние между их центрами равно $60,3 \rho$ (где $\rho = 6372$ км – средний радиус Земли), то центр тяжести системы Земля – Луна находится ближе к центру Земли, на расстоянии $0,73 \rho$. Если для простоты отбросить вращение Земли и Луны вокруг своих осей и рассматривать только перемещение этих тел вокруг общего центра тяжести, то такое движение называют «обращением без вращения».

Движение системы Земля – Луна вокруг общего центра тяжести приводит к перемещению всех земных радиусов параллельно друг другу. При таком движении каждая точка на поверхности Земли описывает свою окружность, но радиусы этих окружностей равны между собой и равны радиусу окружности, описываемой центром Земли. Очевидно, что такое обращение вокруг общего центра тяжести должно вызывать на Земле центробежную силу F_4 , которая одинакова в любой точке Земли, в том числе и в ее центре. При этом очевид-

но, что центробежная сила должна быть направлена от Луны и действовать во всех точках Земли параллельно прямой, соединяющей центры Земли и Луны. Эта сила не остается постоянной во времени, изменяя как свое значение, так и направление. Однако в фиксированный момент времени она во всех точках Земли одинакова.

Приливообразующая сила Луны в каждой точке Земли возникает как равнодействующая силы ее притяжения к Луне и центробежной силы, возникающей при обращении системы Земля – Луна вокруг их общего центра тяжести. Данная сила в разных точках обращенной к Луне стороне поверхности Земли направлена к Луне, поскольку здесь сила притяжения к Луне больше обратной ей по направлению центробежной силы. В то же время на обратной стороне поверхности Земли центробежная сила превышает силу тяготения к Луне и равнодействующая этих сил направлена от Луны. Приливообразующая сила Солнца образуется по аналогичной схеме. Вместо приливообразующих сил в теории приливов пользуются их потенциалом. Как известно, потенциалом силы называется такая функция, изменения которой в заданном направлении, т. е. ее частные производные, равны проекциям силы на соответствующие направления.

Впервые теоретическое объяснение явления приливов было дано Ньютоном, который, используя свой закон всемирного тяготения и три закона механики, применил их к исследованию движения трех тел в пространстве. Он нашел выражение для сил притяжения, центробежных от обращения систем Земля – Луна, Земля – Солнце и дал физическое толкование сил, возбуждающей приливные движения на Земле.

Дальнейшее развитие теории приливов получила в работах Лапласа, Томсона (Кельвина), Эри и др. Лаплас не только разработал теорию, которая объяснила сложную природу приливов как длинных вынужденных и свободных волн, распространяющихся в Мировом океане под действием приливообразующих сил, но и впервые записал уравнения движения приливных волн на вращающейся Земле. Лаплас учел, что приливообразующие силы периодически меняются в соответствии с астрономическими условиями, и вызванные ими колебания имеют периодический характер. Он использовал принципы гидромеханики, сформулировав их применительно к приливам следующим образом: а) период колебания уровня моря равен периоду внешней действующей силы, б) при одновременном действии нескольких сил каждое вызванное ими колебание можно рассматривать

отдельно, а общий результат как сумму составляющих колебаний. Преобразовав выражение потенциала приливообразующих сил путем разложения в ряд периодических членов косинуса зенитного расстояния светила, Лаплас получил уравнение, которое содержало члены, характеризующие колебания долгого периода (полумесечные и полугодовые), суточного и полусуточного. Для расчета высоты уровня в реальных условиях Лаплас ввел коэффициенты пропорциональности между амплитудами сил и вызванными ими колебаниями и показал смещения фаз этих колебаний относительно фаз силы.

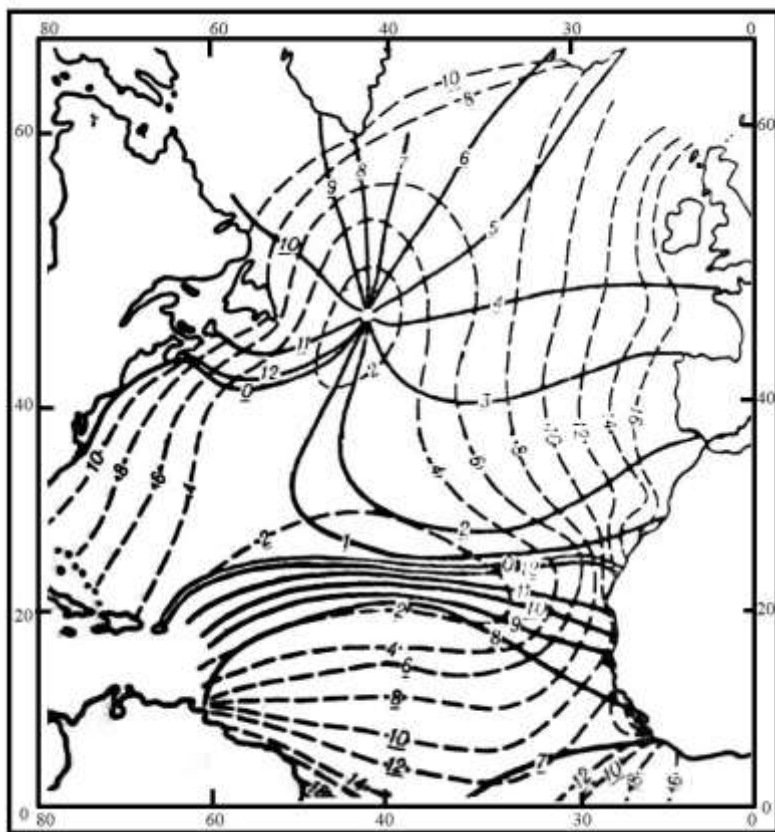
Эри рассмотрел движение приливных волн в каналах, различно ориентированных по поверхности Земли. Используя уравнения движения Лапласа, он разработал каналовую теорию приливов, обстоятельно исследовав распространение приливов в узких длинных каналах, ориентированных по экватору, параллелям и вдоль меридианов. В соответствии с теорией Эри в каналах, ориентированных по параллелям, возникают поступательные волны, а в узких меридиональных каналах – стоячие. Эри исследовал роль трения о дно при распространении волн в прибрежной зоне, заливах, эстуариях и устьях рек.

Томпсон опубликовал теорию гармонического анализа приливов, которая дала метод предвычисления высот уровня на любой срок.

А.И. Дуванин составил карту характера и наибольших величин приливов на основе материалов наблюдений над уровнем. Анализ карты показывает, что преобладающие приливы в океане – полусуточные. Они наблюдаются почти везде у побережий Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. Приливы смешанного характера типичны для Тихого океана. Там же отмечается и большинство мест с суточными приливами. Величины приливов отличаются большим разнообразием. В морях, связанных с океанами узкими проливами (Средиземное, Японское и др.), величины приливов обычно не превышают 50 см или практически отсутствуют (Чёрное море, большая часть Балтийского моря).

Применяемые в настоящее время методы расчета распределения величин и фазовых углов составляющих волн приливов основаны либо на численном решении уравнения неразрывности с использованием данных наблюдений над уровнем вдоль береговой черты и над приливными течениями в открытой части моря (Дефант), либо на численном решении уравнений движения также с использованием

данных наблюдений над уровнем вдоль границ бассейнов и над уровнем или приливными течениями на каком-либо разрезе через море (Ганзен, Полукаров).



1 – время наступления полной воды полусуточной волны M_2 относительно кульминации Луны на меридиане Гринвича (котидальные линии), 2 – амплитуды волны M_2 , м

Рис. 2.8. Котидальная карта полусуточной волны M_2 для Атлантического океана (по Ганзену).

На рис. 2.8 приведена котидальная карта волны M_2 для Атлантического океана, рассчитанная Ганзенем. Она отчетливо показывает, что приливная волна в Атлантическом океане движется со стороны Антарктики. В северной части океана, восточнее Ньюфаундленда, возникает амфидромия, которую приливная волна обегает против

часовой стрелки. Напомним, что *амфидромией* называется неподвижная точка, вокруг которой происходит вращение приливной волны. В ней колебания уровня отсутствуют. Вокруг же нее обтекающая приливная волна вызывает в различных точках периодический подъем и падение уровня.

На котидальной карте волны M_2 для всего Мирового океана, рассчитанной Г. Дитрихом по методу Дефанта, отмечается амфидромия и в южной части Атлантического океана, две амфидромии в Индийском и три в Тихом океанах.

Приливные движения наблюдаются не только в гидросфере Земли. Существуют приливные деформации твердого тела Земли и приливные колебания атмосферного давления. Однако только приливные движения вод Мирового океана выражены столь ярко. С удалением от берегов приливные колебания уровня океана и скорости течений уменьшаются. Тем не менее, в открытом океане они существенно влияют на динамическое состояние вод. Это объясняется тем, что приливные движения охватывают всю водную толщу, в то время как другие виды движения обычно наиболее ярко выражены на поверхности и затухают с глубиной.

2.3. Компоненты гидросферы в пределах суши

2.3.1. Общие представления

К компонентам гидросферы в пределах суши отнесем водные геосистемы, под которыми будем понимать водный объект и его водосбор, функционирующие как единое целое. Река и ее водосбор составят, таким образом, речную геосистему; озеро и его водосбор – озерную геосистему; болото и его водосбор, если это болото низинное – болотную геосистему. К перечисленным геосистемам можно отнести также почвенные и подземные воды литосферы.

Для водных геосистем суши характерна и структура, и организация. Под структурой будем понимать относительно устойчивый способ связи компонентов, из которых состоят эти сложные природные образования. В процессе функционирования водных геосистем хорошо проявляется тип их поведения. Такие системы можно отнести к саморегулирующимся или системам с обратной связью. Их поведение постоянно приводится в соответствие с изменяющимися внеш-

ними факторами и формируется целесообразный отклик на внешнее воздействие.

Водные геосистемы суши функционируют под воздействием активных и адаптивных факторов в условиях существующей антропогенной нагрузки. Активным фактором является климат, который не остается постоянным с течением времени; адаптивным – подстилающая поверхность, физические характеристики которой также могут существенно меняться в зависимости от степени ее увлаженности.

Географическое положение (широта, долгота) и высота над уровнем моря уже в определенной мере отражают принадлежность водной геосистемы к той или иной географической или климатической зоне. Более того, существует целый ряд индексов, позволяющих оценить степень увлажненности и сухости территории. Поскольку увлажненность территории во многом зависит от ее теплового и водного балансов, т. е. от температуры воздуха и количества атмосферных осадков, то именно эти параметры, а также производные от них, используются разными авторами при оценке индексов. Рассмотрим некоторые из них.

2.3.2. Индексы увлажненности территорий

На качественном уровне степень увлажнения характеризуется понятиями сухость (аридность) и влажность (гумидность) климата той или иной территории, зоны, области и т. д. Для количественной характеристики степени увлажнения используются разнообразные показатели (индексы, коэффициенты) сухости или влажности климата. Большинство из них было введено для классификации климатов, ландшафтно-климатического, почвенно-климатического, ботанического, сельскохозяйственного, гидрологического районирования и др. (так называемые эффективные классификации, исходящие из проявлений климата, неважно в каком аспекте географии).

Показатели сухости (влажности) климата прямо или косвенно отражают соотношение между средними за многолетний период (год, сезон, месяц) осадками (P , мм) или испаряемостью с открытой поверхности пресных вод или поверхности почвы (E_0 , мм) (первая группа показателей), либо характеризуют отношение осадков к температуре воздуха (T °C) (вторая группа показателей). При этом тем-

пература учитывается непосредственно или в линейной комбинации с некоторыми числовыми константами.

Первая группа показателей включает индексы Иванова, Высоцкого, индекс сухости и радиационный индекс сухости Будыко, индекс аридности Стенца, индекс гумидности (аридности) климата Торнтвейта и др. Числовой смысл показателей этой группы понятен: при избытке увлажнения ($P > E_0$) индексы >1 , при недостатке ($P < E_0$) индексы <1 .

Ко второй группе показателей относят индекс Де-Мартона, показатели Кеппена, Волобуева, индекс засушливости Сазонова, индексы Педя и т. д.

Переходным между первой и второй группой показателей является, например, широко применяемой в агроклиматологии гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова.

Рассмотрим подробнее некоторые из показателей. Особое внимание обратим на те из них, которые используются для выделения ландшафтно-географических (климатических) зон.

Н.Н. Иванов ввел индекс увлажнения K . Этот индекс представляет собой отношение количества выпадающих в данном месте осадков (P , мм) к количеству возможного при данных климатических условиях испарения с открытой пресной водной поверхности – испаряемости (E_0 , мм). Индекс K показывает, в какой мере выпадающие в данном месте осадки возмещают возможное с открытой водной поверхности испарение при данных климатических условиях.

В зависимости от величины K Н.Н. Иванов выделил на Земле следующие ландшафтно-географические зоны: зона влажных лесов или зона избыточного увлажнения ($K \geq 1,5$), зона лесов или зона достаточного увлажнения (K от 1,00 до 1,49), зона лесостепей или зона умеренного увлажнения (K от 0,60 до 0,99), зона степей или недостаточного увлажнения (K от 0,30 до 0,59), зона полупустынь или скудного увлажнения (K от 0,13 до 0,29), зона пустынь или ничтожного увлажнения (K от 0,00 до 0,12).

Для характеристики сухости климата используется обратное соотношение – индекс аридности Стенца:

$$S = E_0 / P,$$

где P – осадки, мм; E_0 – испаряемость, мм.

М.И. Будыко ввел радиационный индекс сухости:

$$S = R/L,$$

представляющий отношение годового радиационного баланса (R) к количеству тепла, необходимого для испарения годовой суммы осадков L .

Величина индекса сухости определяет не только климатическую зону, но и такую важную гидрологическую характеристику, как коэффициент стока α . При $\alpha = 0,5-0,6$ фиксируется зона тундры и арктических пустынь, а также зона влажных экваториальных лесов; при $\alpha = 0,4 - 0,5$ – лесная зона; при $\alpha = 0,05-0,3$ – зона лесостепей и степей; при $\alpha = 0,01-0,05$ – зона полупустынь; при $\alpha < 0,01$ – зона пустынь.

Интересным представляется индекс влагооборота, показывающий увеличение доли атмосферных осадков за счет местного испарения:

$$K = P/(P - \varepsilon),$$

где P – общее количество атмосферных осадков на данной территории; ε – «внутренние» (внутримассовые) осадки.

Гидротермический коэффициент (ГТК) Г.Т. Селянинова равен отношению суммы осадков за период с температурой больше 10°C к испаряемости. Величину испаряемости условно выражают суммой температур воздуха за период с температурой больше 10°C , уменьшенной в 10 раз. Также часто используются индексы Педя, рассчитанные для вегетационного периода для различных административных районов:

$$П = \Delta T / \sigma_T - \Delta R / \sigma_R - \Delta \Omega / \sigma_\Omega,$$

где ΔT , ΔR , $\Delta \Omega$ – аномалии температур воздуха, осадков, запасов продуктивной влаги в почве; σ_T , σ_R , σ_Ω – их среднеквадратические отклонения.

Индекс засушливости Б.И. Сазонова имеет вид:

$$S = \Delta t_i / \sigma_t - \Delta P_i / \sigma_P,$$

где Δt_i и σ_t – аномалия и СКО средней месячной температуры; ΔP_i и σ_P – аномалии и СКО месячных сумм осадков.

Использование нормированных величин позволяет применить данный индекс для сравнения в различных ситуациях, поскольку он характеризует конкретную метеорологическую ситуацию по отношению к некоторому среднему уровню.

Соотношения Кеппена для определения границы аридности, применяемые для разных типов климата имеют вид:

$$P = 2T + 28, P = 2T + 14, P = 2T, P = T + 14, \text{ и т. д.}$$

Степень аридности (гумидности) климата можно также оценить с помощью индекса Де-Мартона, представляющего отношение суммы осадков за год к средней годовой температуре воздуха:

$$\alpha^M = P / (T^{\circ\text{C}} + 10)$$

Значения $\alpha^M < 15$ характерны для аридных зон.

Для характеристики увлаженности территории используют также абсолютные значения недостатка или избытка влаги – показатели $(E_0 - P)$ или $(P - E_0)$ и $(E_0 - E)$, где E – фактическое суммарное испарение. При этом E_0 рассматривается как показатель оптимальной потребности сельскохозяйственных культур во влаге, что справедливо также и для естественного растительного покрова.

2.3.3. Речные геосистемы суши

Такие сложные природные системы как водные геосистемы суши, а также процессы, протекающие в них, являются многопараметрическими, т. е. описываются целым множеством исходных характеристик. Общепризнанными морфометрическими характеристиками речных бассейнов считаются:

1. площадь бассейна ($F \text{ км}^2$) и ширина бассейна ($B=F/L \text{ км}$);
2. длина главного водотока ($L \text{ км}$);
3. средний уклон главного водотока ($J_{\text{ср}} \text{ ‰}; \text{‰}$);
4. средний уклон выровненного профиля ($J_{\text{выр}} \text{ ‰}; \text{‰}$);
5. густота речной сети ($D = \Sigma l / F \text{ км/км}^2$);
6. средняя высота бассейна над уровнем моря ($H \text{ м}$);
7. средний уклон склонов бассейна ($J_{\text{бас}} \text{ ‰}; \text{‰}$);
8. озерность бассейна ($f_{\text{оз}}/F \text{ ‰}$; $f_{\text{оз}}$ – площадь зеркала озера);

9. залесенность бассейна ($f_{л}/F$ %; $f_{л}$ – площадь лесов);

10. заболоченность бассейна ($f_{б}/F$ %; $f_{б}$ – площадь болот).

При рассмотрении речной геосистемы особое значение приобретают характеристики, связывающие реку с ее бассейном. Из перечисленных выше к таким характеристикам относится густота речной сети, представляющей длину речной сети, приходящейся на 1 км² площади водосбора.

Рядом исследователей показано, что существует связь между площадью водосбора, длиной и уклоном главного водотока ($B = F/L$): различная для разных классов рек; зависимость средневзвешенного уклона главного водотока от площади водосбора ($J=f(F)$).

Рисунок речной сети в значительной мере связан с орографическими и геологическими условиями водосбора. Так, В.А. Троицкий выделил следующие характерные рисунки:

- *радиальный* – реки от истоков расходятся как бы по радиусу;
- *центростремительный* – воды притоков направлены по радиусу к некоторому центру;
- *древовидный* – речная сеть рисунком напоминает дерево;
- *прямоугольный* – притоки к главной реке, а также притоки к притокам подходят под прямым углом;
- *перистый* – рисунок напоминает перо, т. е. с обеих сторон к главной реке равномерно и параллельно подходят притоки.

Процесс формирования стока на водосборе зависит от особенностей строения речного бассейна, от его морфометрических и гидрографических характеристик. В формулы для определения паводочного стока включаются площадь и уклон водосбора, длина реки и речного бассейна.

Речная сеть любой территории – результат деятельности сложного физико-географического процесса, в котором взаимодействуют климатические, гидрологические, геоморфологические факторы. Образованная при этом речная сеть – не случайное сочетание путей стока поверхностных вод, а вполне определенный результат сложного физического процесса. В однородном районе все характеристики реки и речного бассейна взаимосвязаны. Можно четко разграничить большие и малые бассейны площадью менее 250 км², а также равнинные и горные реки.

По соотношению B/L можно составить представление о «типовом» или «среднем» водосборе в рассматриваемом районе.

Учитывая, что одним из показателей развитости речной сети района является густота речной сети, анализ ее взаимосвязанности с гидроклиматическими характеристиками речного бассейна представляет определенный интерес для целей гидрологических расчетов, особенно для характеристики неизученных рек. Сравнивая значения D , км/км² и анализируя связь этой характеристики с другими показателями, следует пользоваться картами одного масштаба и желательно крупного.

Показатель развитости речной сети (D , км/км²) тесно связан с водностью района, со среднемноголетним модулем стока. На эту связь указывали многие исследователи, а И.Н. Гарцман предложил оценивать протяженность гидрографической сети в зависимости от многолетнего расхода в замыкающем створе речной системы. Этот коэффициент им назван гидроморфологическим (ГМК), находится он по соотношению длины русловой сети к многолетнему расходу:

$$\gamma_Q = \frac{\sum l}{Q_0}, \text{ км/м}^3/\text{с}.$$

Коэффициент ГМК показывает, какая средняя протяженность речной сети приходится на расход, равный 1 м³/с, и им оценивается эрозионное расчленение территории в связи со средним уровнем ее водоносности. Чем больше этот коэффициент, тем больше данный бассейн подвержен интенсивному расчленению, тем больше регулирующая способность этой речной системы. На величину коэффициента не влияют такие факторы подстилающей поверхности, как заболоченность, облесенность, озерность, поскольку эрозионный врез русла реки значительно ниже уровня размещения этих показателей. ГМК связан с густотой речной сети ($\gamma_Q = D/M_0$). Средний многолетний модуль M_0 связан с густотой речной сети.

Определенный интерес представляет в практике гидрологических расчетов использование закономерностей строения речной сети. Наиболее удачной схемой деления рек на классы (порядки) является нисходящая система, которая позволяет сравнивать осредненные значения морфометрических характеристик по порядкам в определенных физико-географических условиях. Согласно этой системе за потоки первого порядка (класса) принимаются самые верхние, нераз-

ветвленные звенья речной системы. Слияние потоков I порядка дает начало потокам II порядка и т. д. Так, Р. Хортон принимает за длину реки данного класса ее протяженность от слияния с другой рекой этого же или более высокого класса вверх до истока. В отличие от этой схемы Н.А. Ржаницын определяет длину потока каждого класса только как отрезок между потоками смежных классов, считая, что два потока, сливаясь вместе, образуют третью реку, которая по своим характеристикам является совершенно новым русловым потоком и не может быть продолжением одной из старых.

Необходимо отметить, что при той и другой схеме оказывается, что распределение числа водотоков, их средних длин, морфологических и гидрологических характеристик подчиняется определенным законам, которые дают представление об общих закономерностях в строении гидрографической сети бассейна. При анализе строения речной системы рекомендованы формулы, позволяющие получить характеристики любого порядка по осредненным показателям потока I порядка.

2.3.4. Озерные геосистемы суши

Важными параметрами озерной геосистемы являются характеристики, связывающие площадь озера с площадью его водосбора. Это, в первую очередь, *удельный водосбор* $K = F_{\text{вдсб}}/F_{\text{оз}}$. Показатель $F_{\text{вдсб}} + F_{\text{оз}}/W_0$ или $(K+1)/H_{\text{ср}}$, близкий по характеру к удельному водосбору, предложен Д. Шиндлером. В.С. Сумароков ввел коэффициент озерного питания, т. е. отношение $F_{\text{оз}}$ к $F_{\text{вдсб}}$. Поскольку размеры площади озера часто существенно меняются во времени, непостоянной является и величина K . Более консервативной характеристикой можно считать размеры самой озерной системы. Важными характеристиками водосбора являются его *площадь* $F_{\text{вдсб}}$, *коэффициент озерности* $f_{\text{оз}}$, *лесистости* $f_{\text{л}}$, *заболоченности* $f_{\text{б}}$, равные соответственно отношению площади озер, лесов, болот, имеющих на водосборе, к площади всего водосбора. С.В. Григорьев ввел понятие *взвешенного коэффициента озерности* $K_{\text{оз}}$, показывающего степень влияния озер, расположенных в пределах рассматриваемого водосбора.

Описание озерной системы невозможно представить без показателей озерных котловин, которые принято делить на три большие группы: морфогенетические, морфологические и морфометрические.

Две первые группы показателей являются качественными. Морфометрические характеристики дают количественное описание котловин. Наиболее важными из них являются *площадь водной поверхности озера* $F_{\text{оз}}$ и его *длина* L , *средняя и максимальная ширина озера* $B_{\text{ср}}$, $B_{\text{макс}}$, *длина береговой линии* L (длина нулевой изобаты) и *показатель ее развития* m , *средняя и максимальная глубина* $H_{\text{ср}}$, $H_{\text{макс}}$, *емкость котловины* W_0 и ее *форма* $C_1 = H_{\text{ср}}/H_{\text{макс}}$, а также *уклон* a_i и *площадь дна котловины* $f_d = F_{\text{оз}}/\cos(\alpha)$. Особый интерес представляют соотношения между основными морфометрическими параметрами – *батиграфические* и *объемные кривые*. Не менее важными являются установленные соотношения между площадями озер и соответствующими им объемами при условии генетической однородности котловин. Такие зависимости дают возможность приближенно оценить водные ресурсы неизученных озер по площадям, снятым с карт.

Откликом озерной геосистемы на воздействия извне является внешний водообмен. От скорости обмена водной массы водоема во многом зависит его гидрологический, гидрохимический и гидробиологический режим. Так, интенсивный водообмен способствует более резким колебаниям температуры воды, ее цветности, прозрачности, минерализации, а также ионного и газового состава. В водоемах с интенсивным водообменом наблюдается большее разнообразие видов фито- и зоопланктона и меньшая их биомасса, чем в водоемах с замедленным водообменом. От величины водообмена в значительной степени зависит интенсивность развития сине-зеленых водорослей, продукция органических веществ. Интенсивность водообмена определяет степень трансформации поступающих в водоем вод, а также степень аккумуляции или транзита взвешенных наносов и загрязняющих веществ. Величина внешнего водообмена определяет тип озерного лимногенеза в целом.

Для характеристики интенсивности внешнего водообмена озер применяется несколько показателей, каждый из которых позволяет оценить те или иные процессы, происходящие в озерной системе, и решать различные лимнологические задачи. Все эти показатели основаны на решении уравнения водного баланса, рассчитанного за время t или при его равновесном состоянии. Наиболее часто применяется коэффициент водообмена по притоку $K_{\text{в.пр.}}$ или стоку $K_{\text{в.ст.}}$. Однако во многих случаях приток и сток в водном балансе играют подчиненную роль, а в зоне недостаточного увлажнения все потери

воды происходят через испарение, коэффициент водообмена правильнее определять путем отнесения к объему воды в озере всей приходной или расходной части водного баланса. Величина, обратная коэффициенту водообмена, называется периодом водообмена и характеризует период времени, в течение которого происходит полная смена воды в водоеме. Коэффициенты $K_{в.пр.}$ и $K_{в.ст.}$ являются условными, так как рассчитываются при допущении, что вода в озере полностью заменяется новой, т. е. вытесняется из него, не смешиваясь. В естественных озерах это встречается крайне редко. Тем не менее, несмотря на такую схематичность, коэффициенты водообмена являются наиболее показательными при сравнительном изучении озер, расположенных в различных физико-географических зонах.

Классификация озер, выполненная по величине их внешнего водообмена, приведена в табл. 2.2. В зоне избыточного и достаточного увлажнения выделено пять основных классов озерных геосистем. В зависимости от диапазона изменения основных морфометрических характеристик каждый класс озер представлен пятью подклассами: маленькие, малые, средние, большие и очень большие озера, три из которых приведены в табл. 2.3.

Таблица 2.2

Классы озер по величине их внешнего водообмена

№	Класс	Значение, в год	Период водообмена
1	Слабый	до 0,1	до 1 раза в 10 лет
2	Умеренный	от 0,1 до 1,0	от 1 раза в 10 лет до 1 раза в год
3	Умеренно-сильный	от 1,0 до 4,0	от 1 раза в год до 1 раза в сезон
4	Сильный	от 4,0 до 12,0	от 1 раза в сезон до 1 раза в месяц
5	Очень сильный	от 12,0 до 365,0	от 1 раза в месяц до 1 раза в сутки

Таблица 2.3

Морфометрическая классификация озерных геосистем

Морфометрическая характеристика	Класс		
	Малый	средний	большой
Слабый водообмен ($K_b < 0,1$)			
K	1–5	1–10	1–10
$F_{вдб}, км^2$	10–100	100–500	500–5000
$W, км^3$	0,10–1,0	10–10,0	>10,0

Морфометрическая характеристика	Класс		
	Малый	средний	большой
Умеренный водообмен ($0,1 < K_b < 1,0$)			
K	1–25	1–25	1–25
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10–100	100–500	500–5000
$W, \text{км}^3$	0,01–0,10	0,10–1,0	1,0–10,0
Умеренно-сильный водообмен ($1,0 < K_b < 4,0$)			
K	1–25	1–25; 25–50; > 50	> 50
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10–100	100–500	500–5000
$W, \text{км}^3$	0,001–0,01	0,01–0,1	0,1–1,0
Сильный водообмен ($4,0 < K_b$)			
K	1–25	1–25; 25–75; > 75	50–75; 75–150; > 150
$F_{\text{вдсб}}, \text{км}^2$	10–100	100–500	500–5000
$W, \text{км}^3$	0,001	0,001–0,01	0,01–0,10

Подкласс маленьких озер включает водоемы с площадью водосбора до 10 км^2 , а подкласс очень больших озер – преимущественно полигональные озера, $F_{\text{вдсб}}$ которых выходит за пределы одной физико-географической зоны. Эти озера образуют класс уникальных природных объектов, каждый из которых требует индивидуального изучения.

Озера вполне закономерно распределены по территории в зависимости от интенсивности их внешнего водообмена. Так, на северо-западе Русской равнины и в области Балтийского кристаллического щита выделено *четыре* района. Эти районы представляют собой естественные природные комплексы, связанные с особенностями рельефа и климата.

Первый район включает возвышенную часть Кольского полуострова и западной Карелии. Большинство озер этого района имеют умеренно-сильный и сильный водообмен. *Второй район* простирается непрерывной полосой от низменных окраин Кольского полуострова через равнинную часть Карелии, Северо-Запад РФ, страны Балтии до южной границы Беларуси. Этот район приурочен к озерно-ледниковым равнинам. Здесь расположены крупнейшие (Ладожское, Онежское) и крупные озера Европы (Выгозеро, Топозеро, Пяозеро). Для большинства озер этого района характерен слабый и умеренный водообмен. *Третий район* – это район прерывистых холмисто-моренных возвышенностей, относящихся к главному моренному поясу: Балтийской гряде, Швянтуйской, Латгальской, Лужской, Тихвинской, Валдайской, Вепсовской и Андомской возвышенностям,

простирающимся по направлению к Архангельску. К этому району относятся также и озера, приуроченные к Судомской и Олонецкой возвышенностям. Для большинства озер этого района характерен умеренно-сильный и сильный водообмен. На территории этого района находится такой уникальный водоем, как озеро Ильмень, характерной чертой которого является большой удельный водосбор. В то время как само озеро расположено на равнине (высота зеркала над уровнем моря составляет всего 19 м), центр тяжести его водосбора приурочен к главному моренному поясу Русской равнины. Большие и очень большие удельные водосборы характерны и для других озер этого района: Коробожа в Новгородской области; Киш, Чирюш, Царману в Латвии; Жеймянис, Зрзветас, Алмаяс в Литве. Высокие значения водообмена для этих озер формируются как за счет больших удельных водосборов, так и благодаря большим абсолютным высотам. *Четвертый район* охватывает территорию с малым количеством озер, которые редко встречаются в пределах краевых ледниковых образований. Этот район простирается от восточных окраин Северо-Запада России (Сумозеро, Пулозеро, Водлозеро), захватывает отдельные участки Архангельской (Ундозеро, Лача), Вологодской (Воже, Белое, Кубенское), Костромской, Ярославской и Тверской (Селигер) областей и территорию Беларуси, включая ее южные области (Белое, Олтушское, Червоное). Этот район приурочен к южному склону холмисто-моренных возвышенностей главного моренного пояса, переходящего на юго-востоке в район более древнего московского оледенения (озера Чухломское, Галичское, Неро, Сенеж). Для озер этого района характерен умеренно-сильный и сильный водообмен.

2.3.5. Антропогенное воздействие на водные геосистемы суши

Естественный характер функционирования водных геосистем суши нарушается под воздействием хозяйственной деятельности. Создание водохранилищ, обеспечивающих регулирование речного стока и работу ГЭС, приводит к перераспределению расходов внутри года. Строительство каналов и шлюзов вызывает дополнительное регулирование стока. Забор воды для снабжения городов сглаживает естественные внутригодовые максимумы стока. В то же время залповые сбросы больших масс воды при прорывах в водохранилища льда

от заторов приводит к превышению естественных внутригодовых максимумов. Сельскохозяйственные работы в бассейнах рек (снегозадержание, полезащитное лесонасаждение, зяблевая вспашка) приводят к уменьшению поверхностного стока, увеличению инфильтрации в почво-грунты, а следовательно, пополнению запасов грунтовых вод и усилению питания рек в меженный период.

Антропогенное влияние на озеро и его водосбор часто существенно искажает естественный режим функционирования озерной системы. Водные ресурсы озер, годовые амплитуды, экстремальные значения уровней и их внутригодовое распределение могут резко изменяться. Из всего многообразия видов хозяйственной деятельности, влияющих на режим озерных систем, больше всего сказываются:

1. Устройство плотин на вытекающих из озер реках.

2. Срезка порогов сливов или расчистка истоков вытекающих из озер рек.

3. Воздействие на составляющие водного баланса озер. Прежде всего, это всевозможные хозяйственные мероприятия на водосборах озер, приводящие к изменению речного и подземного притоков (мелиорация, перераспределение стока, распашка, вырубка лесов, устройство водохранилищ на реках бассейна и др.).

4. Изменение формы и емкости котловин (отчленение заливов, мелководий, срезка берегов, дноуглубительные работы и т. п.).

5. Антропогенное изменение климата.

Антропогенные воздействия могут носить разовый и систематический характер. В первом случае нарушения режима могут иметь временный характер, во втором – постоянный. Во всех случаях изменения режима озерной системы происходят через изменение величины условного внешнего водообмена, который зависит от соотношения приходящих составляющих водного баланса и объема воды в озере. И если эти изменения окажутся существенными, то можно ожидать значительных изменений режима, вплоть до перехода озера в другой класс водообмена.

Вопросам влияния хозяйственной деятельности на режим объектов гидросферы уделялось и уделяется достаточно большое внимание. При этом наибольшее число исследований посвящено крупным озерам: Балхашу, Севану, Большому Чану, Иссык-Кулю, Онежскому, а также Каспийскому и Аральскому морям. Значительное количество исследований посвящено антропогенным воздействиям на речной

сток. Подробно эти вопросы обобщены в работах И.А. Шикломанова и соответствующих методических указаниях и рекомендациях. Хозяйственные мероприятия на водосборе чаще всего связывают с влиянием, прежде всего на режим речного стока – главной составляющей водного баланса озера. Наиболее заметным, особенно в зоне недостаточного увлажнения, оказывается снижение речного стока при создании на впадающих реках прудов и водохранилищ, которые увеличивают испарение.

Основные подходы к выявлению и количественной оценке влияния хозяйственной деятельности на естественный режим водных объектов сводятся к использованию следующих методов:

1. оценки однородности статистических рядов в предположении об их общей стационарности;
2. исследования многолетних колебаний рядов режимных характеристик водности в совокупности с анализом естественных метеорологических факторов и развитием хозяйственной деятельности;
3. сравнения режима на исследуемых объектах и объектах аналога с заведомо ненарушенным режимом.

2.3.6. Водные экосистемы суши

В водоемах и водотоках живые организмы находятся в постоянном взаимодействии с абиотическими (физическими, химическими) факторами среды, не только приспосабливаясь к ним, но в процессе своей жизнедеятельности оказывая существенное влияние на физико-химические процессы в среде. В результате живой и неживой компоненты функционируют как единое целое, образуя экосистему.

Совокупность собственно элементов экосистемы водоема или водотока традиционно делят на две группы – абиотические и биотические, связанные друг с другом через биогенные составляющие – живое и мертвое органическое вещество. *Абиотические компоненты* характеризуют биотоп – среду обитания живых организмов. Обычно рассматривают гидрофизические, гидрологические, гидродинамические, гидрохимические составляющие биотопа и показатели загрязнения среды. Биотические компоненты экосистемы формируют биоценозы – живые сообщества, которые описываются гидробиологическими показателями.

В комплекс *гидрофизических характеристик* биотопа принято

включать, прежде всего, прозрачность воды, ее цветность и освещенность. Одним из важнейших *гидрологических показателей* биотопа озер и рек является температура воды - показатель термического состояния водоема. С температурой воды связаны ее физические свойства, растворимость газов, условия жизнедеятельности гидробионтов, продуктивность водоема и водотока. Уровень воды, течения и волнение традиционно относят к группе *гидродинамических параметров*. Колебания уровня воды зависят от величин и соотношений, составляющих водного баланса и потому связаны не только с географической зональностью, но и со строением озерных систем. Список *гидрохимических показателей* биотопа характеризует газовый (кислород, углекислый газ, а иногда сероводород и метан) и ионный (анионы – HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- ; катионы – Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) или солевой состав воды, биогенные компоненты (минеральный фосфор – $P_{\text{мин}}$ и представленный анионами PO_4^{3-} ; органический фосфор – $P_{\text{орг}}$; минеральный азот – $N_{\text{мин}}$ – равный сумме NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ ; азот органический – $N_{\text{орг}}$; двух- и трехвалентное железо – Fe^{2+} Fe^{3+} и кремний – Si), органическое вещество, микроэлементы.

К биогенным веществам относят жизненно необходимые элементы, без которых не могут существовать живые организмы. Самым важным является азот, который лимитирует развитие всех растительных организмов. Фосфор входит в состав любого органического вещества, но в воде его содержание очень небольшое и в чистых водах исчисляется долями миллиграмма на литр. Железо входит в гемоглобин крови, а кремний необходим для построения внутренних и наружных скелетов.

Органические вещества в водах представлены различными продуктами белкового и жирового обмена: кислотами (уксусная, масляная), белками, эфирами, аминокислотами и гумусовыми веществами.

Обычно выделяют пять подгрупп микроэлементов: типичные катионы: Li^+ , Be^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} типичные анионы: Br^- , I^- , F^- , B^{3-} ; ионы тяжелых металлов: Cu^{2+} , Ag^+ , Pb^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} ; амфотерные комплексообразователи: Cr, Mo, V, Mn; радиоактивные элементы: U, Ra^3 , H.

В особую группу химических показателей воды объединяют несвойственные для незагрязненных вод компоненты – *загрязняющие вещества*. Наиболее распространенные из них сведены в несколько групп: нефть и нефтепродукты; пестициды; детергенты; тяжелые металлы. Появление любого из перечисленных веществ указывает на загрязнение озера.

Важными химическими характеристиками воды озер и рек также являются окислительно-восстановительный потенциал Eh , щелочность воды и общая жесткость. Химический состав и солесодержание воды в них обусловлены в первую очередь географическими особенностями бассейнов этих озер, т. е. зависят от климата, стока, геологического строения, почвенного и растительного покровов бассейнов. Большую роль в формировании химического режима озер играют размеры и форма котловин.

Для описания биоценоза часто вводятся обобщенные (агрегированные) компоненты. При этом обобщение может проводиться в соответствии с таксономической структурой сообщества, экологическими или физиологическими особенностями видов. Наиболее крупными агрегированными единицами являются бактериопланктонное, фитопланктонное, зоопланктонное сообщества, а также зообентос (макрофауна) и ихтиофауна. Каждое из этих сообществ характеризуется видовым составом, численностью, биомассой (общей и по видам), показателями первичной продукции и деструкции органического вещества.

Основное внимание при характеристике бактериального населения уделяется описанию роли микроорганизмов в самоочистительных процессах, микробиологической активности бактерий, санитарному состоянию и таксономическому составу бактерий, грибов, дрожжей. Экологическая характеристика видов, определяющих продукцию фитопланктона, включает объем клетки (m^3), отношение к солености и температуре воды, географическое распространение и период вегетации. Характеристика зоопланктона предусматривает описание трофической структуры сообщества, воспроизводства и продукцию – сроки массового размножения, скорость развития, число генераций, плодовитость основных видов, сезонную и многолетнюю динамику и распределение.

Для качественного и количественного описания основных видов зообентоса (полихеты, моллюски, рачки) – кормовой базы для рыб – приводят экологическую, зоогеографическую и трофическую характеристики. Наряду с перечисленными выше для всех сообществ в целом дают такие характеристики как максимальная длина особей (мм), глубина обитания, в том числе и наибольших биомасс, принадлежность к определенному зоогеографическому и трофическому типу, а также типу по солености.

Биологические показатели основных видов ихтиофауны включа-

ют возраст (число лет) и возрастной состав (% по числу штук), среднюю длину (см) и массу (г) одновозрастных особей и особей при разном возрасте (1–3, 4–6 лет), половозрелость (%), численность поколений, распределение, поведение, миграции. Воспроизводство характеризуется датами нерестовых подходов, начала и разгара нереста, продолжительностью нереста, численностью личинок.

Перечень *гидробиологических компонентов* также включает фотосинтетические пигменты, индексы сапробности, класс чистоты воды.

2.3.7. Экологическое состояние водных экосистем суши

Традиционно характеристика экологического состояния экосистемы внутренних водоемов и водотоков предусматривает оценку качества воды, включая загрязнение, определение степени трофности водоемов и их устойчивости к внешним воздействиям. В последнее время введено такое понятие, как оценка влияния токсикантов на интенсивность обменных процессов в водных экосистемах. Рассмотрим некоторые из них.

Под *качеством воды* понимается характеристика состава и свойств воды, определяющая ее пригодность для конкретных видов пользования. Показатели качества воды принято делить на физические, химические и биологические. К физическим показателям относят запах, мутность, наличие взвесей, нефтяных пленок. Химические показатели включают содержание нестойкого органического вещества, характеризуемого перманганатной окисляемостью, содержание кислорода, концентрацию аммония и нитратов, а также весь комплекс растворенных веществ. Из биологических показателей наиболее информативными являются количество сапрофитовых бактерий, состав простейших водных организмов, содержание кишечных палочек, биомасса фитопланктона и нитчатых водорослей, индекс самоочищения.

Наиболее распространенный подход к оценке качества воды основывается на сопоставлении с соответствующими нормативными показателями результатов определения химического состава, физических свойств и бактериологических характеристик воды в отдельных точках водного объекта.

Кроме того, существуют и способы комплексной оценки качества вод. Они подразумевают представление о степени загрязнения вод или об ее качестве, однозначно отражающее через ту или иную си-

стему показателей в той или иной форме, всю либо определенным образом ограниченную совокупность характеристик состава и свойств воды относительно количественных характеристик, чаще нормативов, для определенного вида водопользования или водопотребления.

Достаточно объективной характеристикой качества природных вод и показателем загрязненности является система интегральных показателей. Ее преимуществом по сравнению с единичными косвенными показателями является возможность обобщать данные по створу, части водного объекта или по всему объекту в целом. Выделяют 3 группы интегральных показателей качества вод:

1. гидрологические показатели средней загрязненности общей нагрузки: абсолютный показатель общей нагрузки, показатель превышения загрязнения над нормой, показатель относительной продолжительности общей загрязненности, показатель относительного объема загрязненного стока, показатель относительной нагрузки консервативным загрязнителем и др.;

2. гидролого-гидродинамические показатели состояния загрязненности водоемов. К ним относят линейный показатель загрязнения, показатель относительной зоны загрязнения площади в плане, относительный объемный показатель загрязнения;

3. показатели, учитывающие внешний водообмен в водоеме. Это, прежде всего, показатель относительного времени насыщения водоема загрязняющим веществом до уровня ПДК.

Гидробиологические показатели, характеризующие качество воды как среды обитания живых организмов, принято разбивать на две категории – структурные и функциональные. Из категории структурных показателей используются число видов, общая численность особей (клеток) и биомасса для фитопланктона, микрофитобентоса, зоопланктона, зообентоса и зоофитоса, процент зарастания мелководий и фитомасса макрофитов. Общее число бактерий, время удвоения их числа, число сапрофитных бактерий и данные о специализированных группах бактерий относятся к микробиологическим структурным показателям. К функциональным показателям отнесены наиболее важные параметры отдельных звеньев пищевой цепи: показатель валовой первичной продукции, показатель первичной деструкции, показатель суммарного рассеяния энергии и отношение показателя первичной валовой продукции к показателю первичной деструкции.

Принципиально отличной категорией показателей являются гидробиологические показатели, характеризующие *степень трофности* и указывающие на потенциальные возможности биологического загрязнения водоемов. К ним относится так называемый индекс самоочищения – отношение первичной валовой продукции к суммарной деструкции планктона. Индекс трофности основан на семи показателях: первичной продукции, хлорофилле «а», общем содержании фосфора, общем содержании органического азота, прозрачности по диску Секки, удельной электропроводности, соотношении катионов (Na+K) и (Ca+Mg). Абсолютной величине индекса нельзя придать точного физического или биологического смысла. Считается, что он является относительным количественным показателем трофности озер и рек. Индексы сравнения основаны на сравнении с «эталонным ненарушенным состоянием» водного объекта и его экосистемы. К ним относятся коэффициент общности Жаккара, коэффициент общности видового состава Серенсена, коэффициент общности удельного обилия Вайнштейна–Шорыгина, коэффициент абсолютного видового сходства Константинова, а также коэффициенты сходства Кульчинского, Маунтфорда, коэффициенты Раабе и Чекановского. Индексы видового обилия определяют эмпирические зависимости числа видов от количества особей. Индексы разнообразия предлагались рядом исследователей. Наиболее употребительные из них – индексы Бриллюэна, Шеннона–Маргелефа, Марактура. К индексам выровненности относятся индексы Симпсона, Менгиника и Вильямса.

2.4. Структура литосферы

2.4.1. Литосферные плиты

Литосфера разбита на отдельные плиты, более тяжелые, чем вещество астеносферы. Они находятся в постоянном движении и обновлении. *Литосферная плита* – крупный (несколько тысяч километров в поперечнике) блок земной коры, включающий не только континентальную, но и сопряженную с ней океаническую кору. Он ограничен со всех сторон сейсмически и тектонически активными *зонами разломов*.

Литосферные плиты не спаяны в единое целое, на границах между ними могут происходить различные явления: они могут раздвигаться

(образуется новая кора в зонах рифтов и разломов), сдвигаться (происходит поддвиг с погружением одной плиты под другую) или скользить одна относительно другой. Границы плит являются зонами максимальной сейсмической и вулканической активности.

Процесс образования океанических литосферных плит упрощенно можно представить в следующем виде. Вещество астеносферы выходит на поверхность океанического дна через зазоры между плитами, затем оно охлаждается и кристаллизуется, образуя горные породы литосферы. Сами плиты постепенно раздвигаются и еще больше охлаждаются. На место старых участков из рифтовых расколов поступает новое астеносферное вещество, и процесс повторяется. С ростом продолжительности охлаждения астеносферного вещества происходит заглубление его нижней границы раскристаллизации.

При раздвижении океанических литосферных плит образуются открытые трещины, дренирующие астеносферу и обеспечивающие поднятие ее базальтовых магм на поверхность морского дна и доступ морской воды в океаническую кору. Одновременно океанические литосферные плиты вместе с океанической корой постоянно осуществляют процесс поддвига, в ходе которого они испытывают воздействие избыточного давления. В результате в нижней (поддвигаемой) плите возникают пластические деформации. Она меняет свое направление и круто опускается в мантию под островными дугами и активными окраинами континентов. Вместе с литосферными плитами и с океанической корой в эти области затягиваются рыхлые осадки.

2.4.2. Тектонические движения в литосфере

Природные движения земной коры (тектонические движения) проявляются неодинаково на различных участках земной поверхности. В одних зонах они протекают со сравнительно большими скоростями и амплитудами. Эти области называются подвижными (геосинклинали). В других зонах тектонические движения осуществляются слабо и с малой амплитудой. Такие области получили название стабильных (платформ).

Геосинклинальные области – тектонически подвижные обширные участки земной коры, вытянутые на десятки, сотни и тысячи километров. В них зарождаются и развиваются геосинклинальные прогибы, заполненные мощными толщами осадочных и вулканических

пород. Прогибы преобразуются в складчатые горные сооружения. В начальной стадии геосинклинали преобладает погружение, в глубоких прогибах образуются моря. В заключительной стадии преобладают поднятия (орогенез), *горообразование*. Земная кора здесь становится особенно мощной и сложно расчлененной. Горная страна с угасанием тектонической деятельности разрушается, превращаясь сначала в пенеплен (почти равнину), а затем и в равнину. Геосинклинали отличаются высокой сейсмичностью, вулканической активностью. Геосинклинальной областью называют часть геосинклинального пояса, например часть Тихоокеанского пояса, кольцом окружающего океан.

Со временем геосинклинали превращаются в *платформы*, отличающиеся спокойным тектоническим режимом (медленные и плавные вертикальные движения). Это обычно крупные, до нескольких тысяч километров в поперечнике, слабо расчлененные глыбы земной коры. Они имеют двухъярусное строение. Верхний ярус (чехол) сложен спокойно залегающими осадочными породами сравнительно небольшой (3–4 км) мощности, образующими иногда пологие прогибы (синеклизы) и поднятия. Нижний ярус (фундамент) платформы образуют породы, сильно смятые в складки в предыдущие геологические периоды, прорванные интрузиями (внедрениями магмы). Они состоят из метаморфизованных и гранитизированных горных пород, выступающих на поверхность в области щитов, где крупные структурные поднятия складчатого фундамента древних платформ выходят на земную поверхность. Например, Балтийский щит Русской платформы, Алданский щит Сибирской платформы.

Между геосинклиналями и платформами нередко располагаются сложные по строению крупные *краевые прогибы*, (их называют также передовыми или предгорными). Такой прогиб в зоне, пограничной между платформой и складчатым сооружением, возникшим на месте геосинклинали, тянется обычно на многие сотни километров и заполнен мощной толщей осадочных пород. Краевые прогибы богаты месторождениями угля, нефти и солей. У края современных материков на дне океанов часто имеются глубокие понижения – *желоба*, где идет накопление осадков. Их можно считать океаническими краевыми прогибами.

Отдельные части (плиты, блоки) литосферы перемещаются горизонтально на сотни, а то и тысячи километров. Подобные движения

(дрейф) происходят чрезвычайно медленно, в течение миллионов лет. Они активно изучаются в настоящее время.

2.5. Компоненты криосферы

2.5.1. Общие сведения

Криосфере свойственны эпизодические, кратковременные образования: мигрирующие системы облаков, содержащих атмосферные льды; кратковременный, сезонный и многолетний снежный покров, аккумулирующий эти льды и конденсирующий водяные пары; сезонно-мерзлые (ежегодно и в отдельные годы) почвы и горные породы, содержащие лед в пустотах и порах; сезонный и многолетний ледяной покров пресных и соленых водоемов, объединяющий льды атмосферного, поверхностного и внутриводного происхождения; сезонные и многолетние наледи поверхностных и подземных вод; горные ледники и ледниковые покровы полярных островов и материков; толщи мерзлых пород, содержащие подземные льды различного генезиса (конституционные, сегрегационные, трещинно-жильные, погребенные, пещерные и др.) и не оттаивающие многие годы, века и тысячелетия. Определенная высотная приуроченность криогенных образований и циркумполярный характер их распределения связаны с неравномерным распределением солнечной радиации по широте и высоте над уровнем моря.

Размеры областей распространения криогенных образований (табл. 2.4) дают представление о масштабах их участия в круговороте воды на Земле.

Таблица 2.4

Количественная характеристика основных криогенных образований

Вид льда	Масса		Площадь распространения	
	г	%	млн. км ²	% от поверхности
Ледники и ледниковые покровы	$2,4 \cdot 10^{22}$	97,72	16	11 % суши
Подземные льды	$5 \cdot 10^{20}$	2,04	32	25 % суши
Морские льды	$4 \cdot 10^{19}$	0,16	26	7 % океана

Вид льда	Масса		Площадь распространения	
	г	%	млн. км ²	% от поверхности
Снежный покров	$1 \cdot 10^{19}$	0,04	72	14 % суши
Айсберги	$8 \cdot 10^{18}$	0,03	64	19 % океана
Атмосферные льды	$2 \cdot 10^{18}$	0,01	—	—
Всего:	$2,456 \cdot 10^{22}$	100	—	—

2.5.2. Ледники и ледниковые покровы

Ледниковые покровы, ледники – это криогенные образования, в которых лед растекается от расположенных внутри ледоразделов к периферии в направлении наклона поверхности, без прямой зависимости от рельефа дна. Они образуются там, где снеговая граница спускается до уровня низменностей; небольшие ледниковые покровы (особенно имеющие крутую форму поверхности, так называемые купола) встречаются также на высоких плато. Положение ледоразделов и форма поверхности обусловлены распределением питания и условиями стока, т. е. косвенно зависят от рельефа дна. Если неровности дна малы по сравнению с толщиной льда, то радиальный профиль поверхности приближается к полуовальному, тем более выпуклому, чем меньше размер ледника; в небольшой степени выпуклость профиля увеличивается также с понижением температуры льда и ускорением питания.

Общая масса льдов на Земле превышает $2,5 \cdot 10^{16}$ т. Их основная часть сосредоточена в ледниках и ледниковых покровах. Самый большой ледниковый щит на Земле – *Антарктический*. Его наибольший поперечник составляет 5600 км, наименьший – 2900 км; площадь с покровом прибрежных островов – 13 779 тыс. км², т. е. 98,6 % всей поверхности Антарктиды. Объем льда Антарктического щита по различным оценкам 23 – 30,4 млн. км³. Его полное таяние может привести к повышению уровня Мирового океана на 50–65 м. Средний возраст льда 10 тыс. лет, а самый древний лед имеет возраст 466 тыс. лет. Второй по величине ледниковый щит – *Гренландский*. Он простирается с севера на юг на 2400 км и с запада на восток до

1000 км. Площадь щита равна 1806 тыс. км², что составляет 82,5 % всей поверхности Гренландии. Средняя толщина льда 1600 м, а объем оценивается в 2,7 млн. км³ ± 5 %.

Из общей площади ледникового покрова (14,4 млн. км²) 85,3 % приходится на материковый ледниковый покров Антарктиды, состоящий из пяти крупных слившихся покровов и множества периферийных покровов и куполов; 12,1 % составляет ледниковый покров Гренландии и 2,6 % приходится на малые ледниковые покровы Канадского Арктического архипелага, Исландии, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа, Новой Земли, Северной Земли и других полярных островов, а также на горные районы Патагонии, Скандинавского полуострова и др.

Материковые ледниковые покровы – мировые полюсы холода: в центре Гренландии –32°С. Температура льда до дна отрицательна (в центре Антарктиды на дне до –30°С), в узкой краевой зоне, глубоких впадинах морского дна (до –2,6 км ниже уровня моря) и под выводными ледниками, а также на юге Гренландии и на севере Антарктического полуострова температура достигает точки таяния.

Ледники – движущиеся естественные скопления льда атмосферного происхождения на земной поверхности. Образуются из твердых атмосферных осадков там, где в течение года их отлагается больше, чем стаивает и испаряется; соответственно состоят из области питания и области абляции, разделенных границей питания (линией на леднике, на которой приход льда в течение года равен расходу). В холодных районах область абляции может быть представлена только краевым обрезом, от которого откалываются айсберги (антарктический ледниковый покров) или ледяные лавины (висячие ледники). Размеры, форма и строение ледников обусловлены формой вмещающего ложа, соотношением между приходом и расходом льда через внешнюю поверхность и его медленным движением под действием силы тяжести. Различают ледники висячие, долинные, каровые, шельфовые и др.

2.5.3. Подземные льды

Вторым по объему видом являются подземные льды. Они включают сезонномерзлые и многолетнемерзлые грунты. Первые распространяются на свободной от ледников поверхности площадью до

60 млн. км² в незначительном по толщине верхнем слое Земли.

Подземные льды очень разнообразны. Самое большое распространение имеют *лед-цемент* и *сегрегационный лед*, представляющие основные категории, так называемых, породообразующих льдов. Лед-цемент – это мелкие, чаще всего невидимые глазом кристаллы льда, заполняющие поры и небольшие трещинки в грунте. Он образуется в результате замерзания воды и сублимации водяного пара в порах и капиллярах, существующих в грунте до его промерзания. Лед-цемент – неперенный компонент всех типов мерзлых рыхлых грунтов. Он создает общий ледяной микрокаркас, на фоне которого, развиваются более крупные включения льда. Сегрегационные льды образуются при промерзании влажных глинистых грунтов, когда происходит деференция однообразной влажной грунтовой массы на ледяные линзочки, прослой, прожилки и прослой глинистого грунта, сцементированного льдом-цементом. При формировании сегрегационных льдов происходит миграция воды из более глубоких слоев грунта к фронту промерзания. Таким образом, мерзлый грунт обогащается льдом сверх того количества воды, которое было в нем до промерзания. Наибольший интерес вызывают крупные включения подземного льда. Особое внимание привлекают *повторно-жильные* льды, залегающие в мерзлой толще в виде вертикальных жил или клиньев шириной до 7–8 м. Ледяные жилы образуют решетчатый каркас в результате пересечения двух взаимно перпендикулярных систем жил. Вертикальная протяженность ледяных жил в определенных местах достигает 10–20 м и более. Самым крупным видом подземных льдов считаются *пластовые* льды. Они представляют собой преимущественно горизонтально или субгоризонтально ориентированные пласты льда, простирающиеся на многие сотни метров. Их вертикальная мощность изменяется от первых метров до десятков метров. Пластовый лед располагается в основном в верхних горизонтах мерзлых толщ (до 40–50 м), но встречается и на глубинах до 100–150 м. Пластовый лед либо чистый, без включений, либо содержит прослой мерзлых суглинков, песка, валунов. Существует концепция, что пластовые льды – это погребенные ледяные образования, первоначально возникшие на поверхности Земли.

Многолетняя мерзлота охватывает площадь в 32 млн. км². Лед встречается в ней в трех формах: в виде льда-цемента, жильного льда, заполняющего пустоты в горных породах, а также ископаемого льда.

2.5.4. Вечная мерзлота

Вечная мерзлота и включенные в нее подземные льды – результат длительного развития криосферы. По современным оценкам возраст вечной мерзлоты составляет 1–2 млн. лет.

Термин «*вечная мерзлота*» был введен в научное употребление М.И. Сумгиным в 1927 г. Однако с 50-х годов XX в. вместо этого термина наиболее употребляемыми стали «*многолетнемерзлые горные породы*» и «*многолетняя криолитозона*». В дальнейшем будем применять термин «*многолетняя криолитозона*».

Многолетняя криолитозона, верхний слой земной коры, характеризующийся устойчивой в течение многих лет отрицательной или нулевой температурой, обеспечивающей круглогодичное и длительное (не менее двух лет подряд) сохранение подземного льда. Верхнюю часть многолетней криолитозоны составляют многолетнемерзлые горные породы и подземные ледяные тела, образующие мерзлую зону литосферы, нижнюю часть – морозные горные породы и непромерзающие горизонты сильно минерализованных подземных вод. Формирование ледяных включений здесь может быть связано только с появлением пресных вод или слабоминерализованных растворов в естественных или искусственных полостях. Эта часть многолетней криолитозоны преобладает в зонах затрудненного водообмена и выклинивается в зонах активного водообмена. Верхняя граница многолетней криолитозоны в субгляциальных условиях проходит по поверхности раздела лед–горные породы, а в субэральных и субаквальных – по подошве сезонного или прогретого выше 0 °С слоя пород. На этой границе, непостоянной во времени и в пространстве, температура ни разу в течение года не поднимается выше 0 °С. Отрицательные значения средней годовой температуры земной поверхности (практически совпадающие со средней годовой температурой пород у подошвы сезонного слоя) – необходимое условие возникновения многолетней криолитозоны.

2.5.5. Морские льды и айсберги

Морской лед – лед, образующийся в море в результате замерзания *морской воды*. По физическим свойствам существенно отличается ото льдов речных и глетчерных. Морской лед обладает характерным свойством – соленостью. При образовании морского льда между ле-

дяными кристаллами, состоящими из чистой воды, задерживаются мелкие капельки морской воды (рассол), обуславливающие его соленость. С течением времени рассол стекает вниз, лед опресняется, и в нем появляются пузырьки воздуха, создающие его пористость. Соленость и пористость морского льда определяют его – плотность, которая меняется в пределах от 0,85 до 0,93–0,94 г/см³. Вследствие своей малой плотности льдины возвышаются над поверхностью воды на 1/7–1/10 своей толщины. Прочность морского льда меньше прочности пресноводного льда, она увеличивается с уменьшением солености и пористости и с понижением температуры льда. По возрасту различают следующие стадии развития и виды морского льда: начальные виды льда (ледяные иглы, сало, снежура, шуга, внутриводный лед), ниласовые (молодые) льды (блинчатый, склянка, нилас, серый и белый). Морской лед по своему местоположению и подвижности разделяется на 3 типа: *припай* – неподвижный, примерзший к берегу лед; плавучие (дрейфующие) льды; паковые льды (пак) – многолетние льды толщиной 3–5 м.

Различают морской лед естественного нарастания (ровный лед) и льды нагромождения (ропак, торосы). По размерам морской лед разделяют на крупные ледяные поля, протяженностью более 2 км, обломки полей – от 2 км до 200 м, крупнобитый лед – от 200 до 20 м и мелкобитый лед – меньше 20 м. По возрасту различают: весенний лед, образовавшийся весной, перед текущим летом и обладающий наименьшей прочностью и наибольшей соленостью; годовалый, или однолетний, лед, образовавшийся осенью предыдущего года и обладающий большой прочностью и толщиной, пониженной соленостью; многолетний лед, просуществовавший зиму, лето и следующую зиму, обладает большой прочностью и малой соленостью. Оценка количества (густоты) морского льда дается в баллах – от 0 (чистая вода) до 10 (сплошной лед). Площадь моря, занятая льдом, меняется от месяца к месяцу и от года к году и зависит от запаса тепла в море, продолжительности охлаждения моря, таяния льда и т. д.

В северном полушарии распространение морского льда в конце лета (сентябрь), т. е. в период его минимального развития, ограничено центральным бассейном Северного Ледовитого океана. Здесь на площади около 8,4 млн. км² из года в год сохраняется многолетний паковый лед, достигающий толщины более 3 м. В конце осени и зимой интенсивное образование льда происходит не только в окраин-

ных морях Северного Ледовитого океана, но и в морях умеренной зоны. В конце зимы и весной лед распространяется на все арктические окраинные моря, за исключением небольшой части Баренцева моря, части Гренландского моря и Датского пролива. В Тихом океане льдом покрывается почти половина Берингова моря, Охотское море, за исключением крайней южной части, и небольшая часть Японского моря. Таким образом, в северо-западной части Атлантического и Тихого океанов льды достигают зимой $42\text{--}45^\circ$ с.ш. Площадь покрытых льдом вод составляет в это время примерно 18 млн. км². Летом она уменьшается почти вдвое. Объем морских льдов в Северном Ледовитом океане в конце лета оценивается в $2 \cdot 10^4$ км³, в конце зимы – $5 \cdot 10^4$ км³. Изменчивость площади распространения морских льдов в южном полушарии значительно больше. В конце южного лета (март) они занимают около 2,5 млн. км², а в конце зимы (сентябрь) – около 20 млн. км². Объем морских льдов в Антарктических водах изменяется от $5 \cdot 10^3$ км³ в период минимального распространения до $3 \cdot 10^4$ км³ в конце зимы. Летом они занимают узкую – полосу не более 50 миль, примыкающую к Антарктическому материку, а зимой распространяются до 53° ю. ш. в Атлантическом секторе и до $58\text{--}60^\circ$ ю.ш. в Тихоокеанском и Индоокеанском секторах.

Несмотря на то, что морские льды занимают всего 7 % от площади поверхности океана, их климатообразующая роль огромна, поскольку они не только увеличивают альбедо поверхности океана, но и резко уменьшают теплообмен океана с атмосферой.

Айсберг – ледяная гора, крупная глыба ледникового льда, плавающая или сидящая на мели в океане, море или приледниковом озере. Образуется вследствие обламывания (под влиянием гидростатического давления воды, приливов, течений и ветра) концов ледников, спускающихся в воду. Главные очаги образования айсбергов, дающие наибольшее их количество и самые крупные экземпляры, шельфовые ледники Антарктиды и северных островов Канадского Арктического архипелага, а также ледники Гренландии. В зависимости от плотности льда и воды от 83 до 90 % объема айсберг находится под водой. Над поверхностью воды айсберги поднимаются в среднем на 70 м (Арктика) – 100 м (Антарктика). Под влиянием неравномерного таяния айсберги время от времени опрокидываются. Гренландские айсберги выносятся Восточно-Гренландским и Лабрадорским течениями до $40\text{--}50^\circ$ с. ш., в отдельных случаях – южнее; антарктические

айсберги достигают 45–60° ю. ш., в 1894 г. их наблюдали даже под 26° ю. ш., т. е. в тропическом поясе.

2.5.6. Снежный покров

Снежный покров – это слой снега на поверхности Земли, возникающий в результате снегопадов. Ежегодно покрывает площадь от 115 до 126 млн. км², приблизительно 2/3 этой территории приходится на сушу, а 1/3 – на морские льды (главным образом в – Арктическом и Антарктическом бассейнах). Снежный покров, залегающий непрерывно более одного месяца, называется устойчивым, а при залегании менее этого срока – временным. На суше постоянный снежный покров формируется на ледниках Антарктиды, Гренландии, некоторых островов Северного Ледовитого океана, а также в высокогорных районах с интенсивным оледенением (Анды, Кордильеры, Гималаи, Каракорум и др.). Устойчивый снежный покров образуется на большей части территории России (за исключением южных районов); в Центральной Азии, на северо- востоке Китая, в северных частях Кореи и Японии; в Северной Америке – к северу от 40° с.ш.; в Африке – в горах Атласа. На большей части Западной Европы, нагорий Передней Азии, в Восточном Китае, на юге США и во многих горных районах снежный покров неустойчив.

Формирование снежного покрова на земном шаре предопределяется общей циркуляцией атмосферы. Количество твердых осадков особенно возрастает при встрече воздушных течений с горными хребтами (распределение снежного покрова в горах крайне неравномерно из-за частой смены крутизны и экспозиции склонов и особенностей ветрового переноса снега). На равнинах снежный покров наиболее равномерно залегаеет под пологом леса; в условиях лесостепей и степей значительная часть снега сдувается в балки и овраги.

Поверхность снежного покрова в значительной степени формируется под воздействием солнечной радиации и ветров. Ветровые формы снежного микрорельефа могут быть аккумулятивными (снежные сугробы, дюны, барханы) и дефляционными (заструги, впадины).

Снежный покров оказывает огромное влияние на климат, рельеф, гидрологические и почвообразовательные процессы, жизнь растений и животных. Снежный покров предохраняет почву от глубокого промерзания и сохраняет озимые посевы, поглощает азотистые со-

единения, удобряя тем – самым почву, адсорбирует атмосферную пыль, охлаждает приземные слои воздуха. Снежный покров питает все ледники и многие реки во время таяния. Талые воды являются основным источником питания рек равнин Восточной Европы, Сибири, северной части Северной Америки, а также большинства горных рек умеренных поясов. В горах значительная часть снега перемещается в форме лавин. При большой метелевой концентрации в лесостепной и степной зонах снежный покров весной усиливает овражную эрозию.

В северном полушарии снегом покрывается около 77 млн. км², в южном – 38 млн. км². Максимальное распространение – 91 млн. км² – снежный покров имеет зимой северного полушария, а минимальное – 38 млн. км² – летом северного полушария.

2.6. Функционирование биосферы

2.6.1. Уровни организации живой материи

Живые организмы представляют собой биологические системы очень разнообразной формы, сильно различающиеся по размерам, массе и сложности внутреннего строения.

Рассмотрение организации живой материи начинается с выяснения строения и свойств сложных органических молекул. Клетки многоклеточных организмов входят в состав тканей, несколько тканей образуют органы. Сложно устроенный многоклеточный организм, имеющий в своем составе ткани и органы, в то же время представляет собой элементарную единицу биологического вида. Взаимодействующие между собой виды составляют сообщество, или экологическую систему, которая, в свою очередь, является одним из компонентов биосферы.

В соответствии с этим выделяют несколько уровней организации живой материи:

- *Молекулярный* – уровень функционирования биологических макромолекул – нуклеиновых кислот, белков, полисахаридов и т. д. С этого уровня начинается обмен веществ и превращение энергии, передача наследственной информации.

- *Клеточный* – клетка является структурной и функциональной единицей, а также единицей развития всех живых организмов,

обитающих на Земле.

– *Тканевой* – ткань представляет собой совокупность сходных по строению клеток, объединенных выполнением одной общей функции.

– *Органный* – органы объединяют несколько типов тканей, которые вместе выполняют ряд функций.

– *Организменный* – многоклеточный организм представляет собой целостную систему органов, специализированных для выполнения различных функций.

– *Популяционно-видовой* – совокупность организмов одного вида, объединенная общим местом обитания. На этом уровне осуществляются простейшие эволюционные преобразования.

– *Биогеоценотический* – совокупность организмов разных видов и различной сложности организации со всеми факторами среды их обитания.

– *Биосферный* – система высшего порядка, охватывающая все проявления жизни на планете. На этом уровне происходят круговорот вещества и превращение энергии, связанные с жизнедеятельностью живых организмов.

Всем уровням организации живой материи присущи черты, отличающие ее от неживой материи. Это прежде всего:

1. *Обмен веществ.* Все живые организмы способны к обмену веществ с окружающей средой, поглощая из нее элементы, необходимые для питания и дыхания и выделяя продукты жизнедеятельности. Самыми существенными являются процессы ассимиляции (вещества из окружающей среды вследствие ряда сложных химических превращений уподобляются веществам живого организма) и диссимиляции (сложные органические вещества распадаются на простые с выделением энергии).

2. *Рост и развитие.* Способность к развитию – всеобщее свойство материи. В результате развития возникает новое качественное состояние объекта, вследствие которого изменяется его состав или структура. Развитие живой формы существования материи представлено индивидуальным развитием, или онтогенезом, и историческим развитием, или филогенезом. На протяжении онтогенеза постепенно и последовательно проявляются индивидуальные свойства организмов, развитие сопровождается ростом. Филогенез, или эволюция, это необратимое и направленное развитие живой природы, сопровождающееся

образованием новых видов и прогрессивным усложнением жизни. Результатом эволюции является все многообразие жизни на Земле.

3. *Размножение.* Продолжительность жизни у каждого живого организма ограничена. Выживание вида обеспечивается сохранением главных признаков родителей у потомком. В основе лежат реакции матричного синтеза, т. е. образования новых молекул и структур на основе информации, заложенной в последовательности нуклеотидов ДНК. Постоянство строения молекул ДНК обуславливает передачу наследственной информации из поколения в поколение.

4. *Автoreгуляция.* Это способность живых организмов, обитающих в непрерывно меняющихся условиях окружающей среды, поддерживать постоянство своего химического, состава и интенсивность течения физиологических процессов. При этом недостаток поступления какого-либо питательного вещества мобилизует внутренние ресурсы организма, а избыток – вызывает запас этого вещества.

5. *Раздражимость.* Это свойство избирательно реагировать на внешние воздействия. Реакция многоклеточных животных на раздражение осуществляется через посредство нервной системы и называется рефлексом. Организмы, не имеющие нервной системы, реагируют изменением характера движения или роста.

По типу питания, т. е. по способу извлечения энергии и по источникам энергии, живые организмы делятся на две группы – *гетеротрофные* и *автотрофные*.

Автотрофные (некоторые бактерии и все зеленые растения) синтезируют необходимые им органические вещества из простых неорганических и делают это, за исключением хемотрофных бактерий, с помощью фотосинтеза, используя свет как источник энергии.

Гетеротрофные (большинство бактерий, грибы и животные) не способны синтезировать органические вещества из неорганических и используют химическую энергию, содержащуюся в потребляемой пище.

2.6.2. Биogeографические зоны Земли

В соответствии с климатическими условиями в разных районах Земли формируются специфические растительные сообщества – тропические дождевые леса, горные леса, тундра, тайга, саванна или пустыня. В таких растительных сообществах существуют виды живот-

ных, приспособившихся именно к этим условиям. С учетом родства видов, населяющих те или иные территории, в настоящее время выделяют следующие биогеографические области:

1. *Голарктическая* (Северная Америка с Гренландией, Евразия без – Индии, Исландия, Корея, Япония и Северная Африка).
2. *Палеотропическая* (Африка южнее Сахары, Мадагаскар, Индия и Индокитай).
3. *Австралийская* (Австралия, Новая Гвинея, Новая Зеландия, Океания).
4. *Неотропическая* (Южная и Центральная Америка).
5. *Антарктическая* (Антарктика).

Конечно, между указанными областями не существует резких границ, а имеются широкие переходные зоны смешения фауны. О четких границах между областями можно говорить лишь в тех случаях, когда смешению фаун препятствуют высокие горы, широкие морские проливы или ледяные пустыни. В других случаях мигранты поселяются рядом с древними обитателями, чем и определяется своеобразие животного и растительного мира переходных зон.

Каждая область имеет довольно специфический состав животных и растений. В качестве примера можно привести особенности расселения животных на суше. Так, для Голарктики из млекопитающих характерны кроты, бобры, мыши, бизоны, зубры, из земноводных – саламандры, из рыб – щуки, карповые. Из беспозвоночных в Голарктике широко – распространены речные раки. Сходство между животными Старого и Нового Света обусловлено и историей формирования этих частей суши, и близкими условиями существования в них. Растительный мир Голарктики характеризуется широким распространением хвойных (тайга), лиственных лесов (дуб, клен, береза и др.), злаков, мхов и лишайников.

Палеотропическую область населяют бегемоты, жирафы, зайцы-прыгуны. На пространствах обширных саванн обитают многочисленные антилопы, газели, буйволы. И в Африке, и в Южной Азии много сходных видов, особенно крупных млекопитающих: слонов, носорогов, быков, антилоп.

Австралийская область отличается обилием видов животных, встречающихся только на этой территории. Здесь обитают яйцекладущие млекопитающие, 145 видов сумчатых, в то время как плацентарные представлены немногими видами мышеобразных, рукокрылыми и введенной человеком и одичавшей собакой динго. Среди земно-

водных отсутствуют хвостатые амфибии и много квакш. Птицы представлены страусами эму, многочисленными видами попугаев, неспособным к полету кустарниковыми птицами, райскими птицами и др.

Область самая бедная животными и растениями – Антарктическая. Из позвоночных здесь встречаются только те, которые кормятся в море. Особенно хорошо приспособились к жизни на антарктическом побережье пингвины с их непроницаемым для воды оперением и толстым слоем подкожного жира. Из беспозвоночных в Антарктиде живут преимущественно тихоходки, клещи и насекомые. Среди насекомых наиболее обычны ногохвостки, характерные для любых ледников. Растительный мир состоит в основном из водорослей и лишайников. Флора высших растений очень бедна и включает лишь несколько видов.

Из этого перечня видно, что количественный и качественный состав видов биогеографических областей неодинаков. Эти различия определяются в основном двумя причинами: геологической историей территории и климатическими условиями. Кроме того, существует еще один фактор, обуславливающий своеобразие флоры и фауны на какой-то определенной территории, это изоляция. Этот фактор относится главным образом к островным популяциям, обитателям пещер, горных ущелий и т. п. Острова заселяются видами, способными преодолеть морские просторы или попадающими туда случайно. Поэтому видовой состав обитателей островов значительно беднее, чем континентов в тех же широтах. Сказанное относится и к другим изолированным популяциям, которых географические преграды лишают возможности мигрировать. Вследствие приспособления к местным условиям здесь образуются виды, не встречающиеся в других местах. Такие виды называются *эндемиками*.

Живые организмы не просто обитают в той или иной местности: они находятся в постоянном взаимодействии с факторами неживой природы и друг с другом. Взаимоотношения живых организмов со средой их обитания изучает экология. Отдельные элементы внешней среды носят название экологических факторов.

Факторы внешней среды, действующие на организм, делятся на две группы:

1. *Абиотические*, куда входят факторы неживой природы – свет, температура, влажность, геомагнитное поле Земли, гравитация, состав водной, воздушной, почвенной среды.

2. *Биотические*, связанные с влиянием со стороны других живых организмов. В последнее время выделяют еще группу антропогенных факторов, к которым относятся разнообразные проявления деятельности человека.

В процессе эволюции у живых организмов вырабатываются приспособления к избытку или недостатку света, тепла, влаги, содержания различных химических элементов, а также к обитающим на одной с ними территории другим видам животных и растений. Различают несколько форм взаимодействия популяций:

1. *Нейтрализм*, при котором совместно обитающие популяции разных видов не влияют друг на друга. Так, например, можно сказать, что белка и медведь, волк и майский жук прямо не взаимодействуют, хотя обитают в одном и том же лесу.

2. *Антибиоз*, при котором одна или обе взаимодействующие популяции испытывают вредное, подавляющее жизнедеятельность влияние. К антибиозу относятся:

- взаимное конкурентное подавление,
- подавление одной популяции другой,
- конкуренция из-за пищевых ресурсов,
- паразитизм,
- хищничество.

3. *Симбиоз* – форма взаимоотношений, при которой один или оба партнера извлекают пользу при совместном обитании. Симбиотические взаимоотношения также представлены разнообразными формами:

- одностороннее использование одного вида другим без нанесения ему вреда (предоставление пищи, предоставление убежища),
- взаимовыгодное сосуществование организмов, относящихся к разным видам (например, лишайники, представляющие собой неразделимое сожительство гриба и водоросли).

В каждом местообитании (луг, озеро, лес, болото и т.д.) встречаются все перечисленные типы взаимоотношений. Важно знать, что популяции организмов, относящихся к разным видам, связаны друг с другом сложными взаимоотношениями, которые выступают в качестве регуляторов численности и определяют плотность данной популяции в данном месте.

2.6.3. Экологические системы

Живые организмы испытывают влияние со стороны других организмов и неживой природы, в свою очередь влияют на них. Популяции организмов, находящиеся в прямом или косвенном взаимодействии друг с другом и с окружающей их неживой природой, составляют *экологическую систему*, или *биогеоценоз*. Биогеоценоз – целостная саморегулирующаяся и самоподдерживающаяся система. Она включает следующий ряд неживых и живых компонентов:

1. *Климатический режим* (температура и другие физические факторы).

2. *Органические вещества* (белки, углеводы, жиры и др.).

3. *Продуценты* – автотрофные организмы, главным образом зеленые растения, синтезирующие органические вещества из неорганических.

4. *Консументы* – гетеротрофные организмы (растительоядные и плотоядные), потребители живого органического вещества.

5. *Редуценты* – гетеротрофные организмы, разрушающие мертвые остатки животных и растений и превращающие их в простые соединения.

Ряд взаимосвязанных видов, из которых каждый предыдущий служит пищей последующему, носит название *цепи питания*. Пищевая или трофическая цепь – это перенос энергии от растения через ряд организмов путем поедания одних видов другими. В основе цепи питания лежат продуценты, второй уровень занимают первичные консументы, третий – вторичные консументы и т. д. В реальных условиях цепи питания могут перекрещиваться, образуя сети питания. Общая закономерность состоит в том, что в начале пищевой цепи находятся зеленые растения, а в конце – крупные хищники.

Деятельность живых организмов сопровождается извлечением из окружающей среды больших количеств минеральных веществ. После смерти организмов составляющие их химические элементы возвращаются в окружающую среду, и возникает биогенный круговорот веществ в природе, т. е. циркуляция веществ между атмосферой, гидросферой, литосферой и живыми организмами (круговороты воды, углерода, азота, серы, фосфора).

2.6.4. Классификация живых организмов

Систематика – наука, занимающаяся классификацией живых организмов. В рамках этой науки организмам присваивают наименования и объединяют их в группы, или таксоны, на основе определенных отношений между ними. Биологическая номенклатура основана на биномиальной системе, основоположником которой является Карл Линней. По этой системе каждый организм имеет два латинских названия: родовое, которое пишется с прописной буквы, и видовое, которое пишется со строчной буквы. Человек, например, имеет систематическое название *Homo sapiens*. В биномиальной системе организмы объединяют в группы, расположенные на различных иерархических уровнях, на основе видимых общих морфологических признаков, таких, как форма, число и положение конечностей и т. д. Эта система сейчас общепринята и в нее входят следующие основные иерархические единицы:

Царство

Тип (отдел у растений)

Класс

Отряд (порядок у растений)

Семейство

Род

Вид

Каждый таксон может содержать несколько таксономических единиц более низкого ранга, но вместе с тем может принадлежать только одному таксону, расположенному над ним. Таксоны могут разделяться на подтаксоны или объединяться в надтаксоны.

ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

3.1. Взаимодействие в климатической системе Земли

Гравитационные силы Солнца, Луны и планет солнечной системы вызывают глубинные процессы Земли, приводящие к извержениям вулканов и землетрясениям, образованию и движению ювенильных вод, питающих водные объекты суши. Вулканические извержения выбрасывают твердые и жидкие вещества в атмосферу, снижая ее прозрачность и температуру, увеличивая количество ядер конденсации, а, следовательно, и осадков, что в свою очередь увеличивает сток рек и уровни озёр.

Атмосферно-океанические связи регулируют гидроклиматическую систему Земли. Они определяют общую циркуляцию атмосферы через систему воздушных и океанических течений, воздействуя на воды суши. Так, постоянное океаническое течение Гольфстрим в значительной мере влияет на климат, определяет осадки Европы, которые непосредственно влияют на сток рек. Периодически возникающее явление Эль-Ниньо влияет на многолетние колебания стока рек обоих полушарий Земли. Эти течения являются глобальными терморегуляторами на громадных территориях континентов.

Солнечно-земные связи формируют тепловой и водный режим воздушных масс Земли, а, следовательно, и водный режим рек и водоёмов. Повышенная или пониженная длительная активность Солнца определяет приток солнечной энергии и в конечном итоге увеличивает или уменьшает количество осадков и, соответственно, сток рек и уровень озёр.

Кометно-метеоритная активность влияет на запылённость атмосферы, её электромагнитное состояние. Это способствует образование дополнительных ядер конденсации, но на локальных территориях и не регулярно во времени. Осадки могут существенно увеличиваться по трассе прохождения потоков метеоров, а также при приближении комет к Земле и Солнцу.

Деятельность живых организмов на Земле имеет регулирующую и стабилизирующую роль в водно-тепловом балансе плане-

ты и отражается в смене климатических и растительных зон на поверхности Земли.

3.1.1. Взаимодействие в системе Земля-атмосфера

Приходящая к Земле солнечная энергия относится в основном к излучению с диапазоном длин волн, заключенным между 0,3 и 3,0 микрометров (мкм). На верхней границе атмосферы солнечная энергия распределена между тремя спектральными диапазонами в следующей пропорции: 39 % (диапазон видимого света: 0,4–0,7 мкм), 53 % (ближний инфракрасный диапазон: 0,7–3,0 мкм) и 8 % (ультрафиолетовый диапазон: 0,3–0,4 мкм). Проходя через атмосферу и, взаимодействуя с поверхностью Земли, солнечная энергия претерпевает различные трансформации. Примерно 31 % всей приходящей солнечной радиации отражается и уходит обратно в космос. При этом на отражение облаками приходится 16 %, молекулами, пылевыми частицами, дымкой и туманами – 7 % и поверхностью Земли – 8 %. Другие 20 % солнечной энергии поглощаются в атмосфере, прежде всего озоном в стратосфере, облаками и водяным паром в тропосфере. Оставшиеся 49 % солнечной энергии достигает поверхности Земли и поглощаются ею. Поглощенная радиация расходуется на нагрев атмосферы и поверхности Земли. При этом происходит преобразование энергии в другие виды. Поверхность Земли сама является источником излучения, но уже в инфракрасной области спектра (3–30 мкм). Около 79 % энергии, поглощенной поверхностью Земли, излучается в виде уходящего ИК излучения. Парниковые газы (углекислый газ, метан и др.) и облачный покров являются регуляторами потерь уходящего ИК излучения в космос, поскольку они поглощают тепловую радиацию. Оставшаяся часть поглощённой солнечной энергии (21 %) расходуется на испарение (16 %) и прямой нагрев атмосферы от поверхности Земли (5 %).

3.1.2. Взаимодействие океана и атмосферы

В ходе взаимодействия океана и атмосферы происходит обмен теплом (тепловое или энергетическое взаимодействие), влагой (гид-

рологическое или влажностное взаимодействие), импульсом движения (динамическое или механическое взаимодействие), солями (солевое взаимодействие) и газами (газовое взаимодействие).

По пространственно-временным масштабам выделяют мелкомасштабное (микромасштабное, локальное), среднемасштабное (мезомасштабное) и крупномасштабное (глобальное) взаимодействие океана и атмосферы. При мелкомасштабном взаимодействии происходит непосредственный обмен теплом, влагой, импульсом движения через границу раздела океан–атмосфера. Среднемасштабное взаимодействие связано с волновыми процессами, имеющими приливное и инерционное происхождение, конвективным и ветровым перемешиванием, синоптической изменчивостью. Крупномасштабное взаимодействие выражается через изменчивость главных океанских течений, формирование главного термоклина и галоклина, автоколебания системы океан–атмосфера, формирование и изменчивость ледяных полей в полярных областях.

Отличительной чертой взаимодействия океана и атмосферы является резко выраженный турбулентный характер этого процесса, связанный с тем, что как верхний слой океана, так и прилегающий к нему слой атмосферы, почти всегда сильно турбулизованы. Именно турбулентность является тем повсеместно развитым как в океане, так и в атмосфере «механизмом», с помощью которого осуществляется обмен количеством движения, теплом и влагой на границе этих сред, т. е. те явления, совокупность которых составляет процесс взаимодействия океана и атмосферы.

Академик В.В. Шулейкин предложил рассматривать физический механизм обмена теплом и влагой через границу океан–атмосфера как работу тепловых «машин первого, второго и пятого родов». В «машинах первого рода» в качестве нагревателя работают тропические пояса Земли с положительным бюджетом тепла, а в качестве холодильника – высокоширотные области, в которых тепловой бюджет отрицательный. Термобарические колебания и соответствующий им массоперенос воздуха и воды имеет здесь субмеридианальное распределение. Формируются пассатные и противопассатные движения в атмосфере и соответствующие им пассатные течения в океане (рис. 3.1).

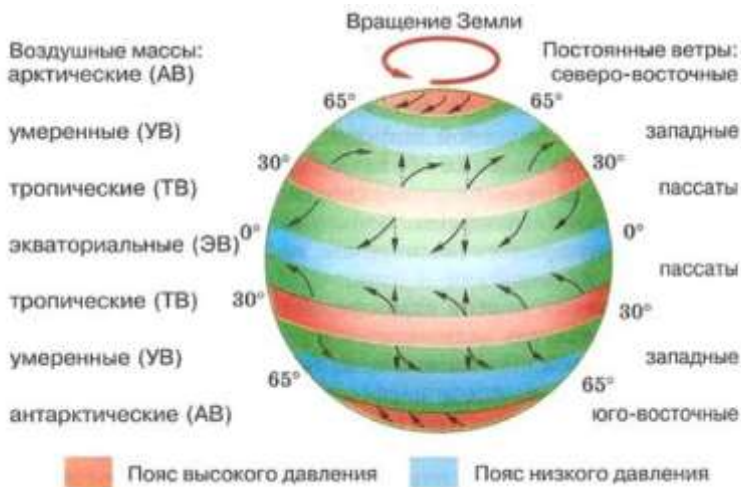


Рис. 3.1. Постоянные ветры.

«Машины первого рода» – географический механизм глобального масштаба.

Работа тепловых «машин второго рода» в значительной мере определяет муссонную циркуляцию (рис. 3.2). В холодное время года нагревателем служат наиболее тёплые области океана, а холодильником – материки. В теплое время года – наоборот. Исключением являются лишь Антарктида и Гренландия, которые из-за мощного материкового оледенения выполняют функции холодильника круглый год. «Машины второго рода» – механизм регионального порядка.

Географической «машиной пятого рода» называется система тропического циклона (урагана или тайфуна). Условия его зарождения требуют, чтобы среди относительно прохладного (для тропических широт) океана встретился относительно тёплый участок с более разогретой водной поверхностью (например, вблизи архипелага или атолла), над которым устанавливается восходящее движение теплого и влажного неустойчивого воздуха (рис. 3.3).



Рис. 3.2. Муссонные ветры.



Рис. 3.3. Вид на тайфун из космоса.

3.1.3. Воздействие океана на атмосферу

Основное воздействие океана на атмосферу – тепловое. В зоне между 30° с.ш. – 30° ю.ш. Тихого океана, Атлантического океана и примерно 20° с.ш. – 30° ю.ш. Индийского океана аккумулируется подавляющая часть избытка лучистой энергии Солнца. Для сохранения общего баланса энергии часть этого избытка передается от океана к атмосфере в основном в ходе конвективно-турбулентного обмена теплом в явном и скрытом виде. Около 80 % тепловой энергии, поступающей в атмосферу от океана, приходится за счет скрытой теп-

лоты парообразования, отнимаемой от океанской воды при испарении с ее поверхности, и отдаваемой высоким слоям атмосферы в виде скрытой теплоты конденсации. В области наиболее интенсивной конвекции – низких широтах Мирового океана – сосредоточено более 4/5 от общей величины испарения с поверхности океана.

Остальное поступление тепла в атмосферу приходится за счет потока явной теплоты – лучистого и турбулентного теплообмена. Скорость всей этой теплопередачи определяется в первую очередь температурой океанской поверхности.

Ввиду гораздо меньшей теплоемкости воздуха по сравнению с водой вся атмосфера способна нагреться на 6 °С от охлаждения всего лишь 100-метрового слоя океанской воды на 0,1 градуса Цельсия.

Передача тепла от океана к атмосфере происходит как бы в три стадии: сначала из водной среды экватора и тропиков обоих полушарий энергия попадает в турбулентный пограничный слой воздуха – туманную клубящуюся среду. Затем энергия передается в верхние слои атмосферы и, наконец, оттуда транспортируется воздушными течениями на север и юг в средние и высокие широты.

3.1.4. Воздействие атмосферы на океан

Воздействие атмосферы на океан является причиной почти всех движений в океане. Это воздействие проявляется, прежде всего, в динамической (механической) форме – в виде передачи количества движения из атмосферы в океан – и, кроме того, в некоторой мере в форме потока тепла и вещества (осадки, конденсация) на поверхность океана. За счет притока тепла из атмосферы к океану происходит прирост его доступной потенциальной энергии, способной превращаться в энергию кинетическую.

Оценивая количество движения (и кинетическую энергию) получаемого океаном из атмосферы благодаря трению ветра о его поверхность, называют величину порядка 1 дин на см² (по другим сведениям 0,5 дин на см²).

Из чего складывается динамическое воздействие атмосферы на океан? В ответ на мелкомасштабные воздействия изменений давления воздуха на поверхность океана и трение ветра об эту поверхность, по-

следняя совершает целый спектр движений различного характера и с различными частотами. Это и колебательные движения: ветровые волны и зыбь, сложные явления в прибрежных водах: краевые волны, сейши, штормовые нагоны и, наконец, поступательные движения: дрейфовые течения, а в глобальном масштабе – общая циркуляция океана.

Путем турбулентного трения механическая энергия передается в глубины океана, затрачиваясь в основном на фрикционное перемешивание, образование внутренних волн и глубинных течений.

Р.В. Озмидов выделил три основных диапазона, в которых осуществляется передача импульса движения от атмосферы к океану:

- ветровые волны (10 м);
- инерционные колебания (10^4 м);
- синоптические вихри (10^6 м).

3.1.5. Взаимодействие вод суши и океана

Наиболее ярко взаимодействие речных и морских вод проявляется в устьевых областях рек. По классификации И.В. Самойлова устьевые области рек, впадающих в моря, состоят из предустьевого участка, устьевого участка и предустьевого взморья. Верхняя граница предустьевого участка реки совпадает с границей распространения приливов и нагонов. Устьевой участок (дельта или эстуарий) начинается от места деления реки на рукава, или от начала эстуария, и заканчивается на морском уреze. Границей предустьевого взморья является зона, в которой влияние речных вод на взморье становится незначительным. Напомним, что дельта – это низменность в нижнем течении реки, сложенная речными наносами и расчлененная разветвленной сетью рукавов и протоков. Эстуарий – это воронкообразный залив, образованный в результате подтопления низовьев речной долины.

В качестве примера на рис. 3.4 приведена схема устьевой области реки Северной Двины. Отметим, что по Северной Двине приливы распространяются на 120 км от устья.

Устья рек, впадающих в моря, обладают специфическим режимом, физической основой которого являются два глобальных процесса: смешение различных по своим свойствам речных и морских вод и отложение и перемещение речных и морских наносов.

Гидрологический режим устьевой области реки формируется под влиянием режима реки и режима моря. Основные речные факторы включают: водный режим реки, состав речных наносов, термический, ледовый, гидрохимический режим, русловые процессы. Наиболее важными из морских факторов являются: морские течения, волнение, термический, ледовый, гидрохимический режим, движение морских наносов.

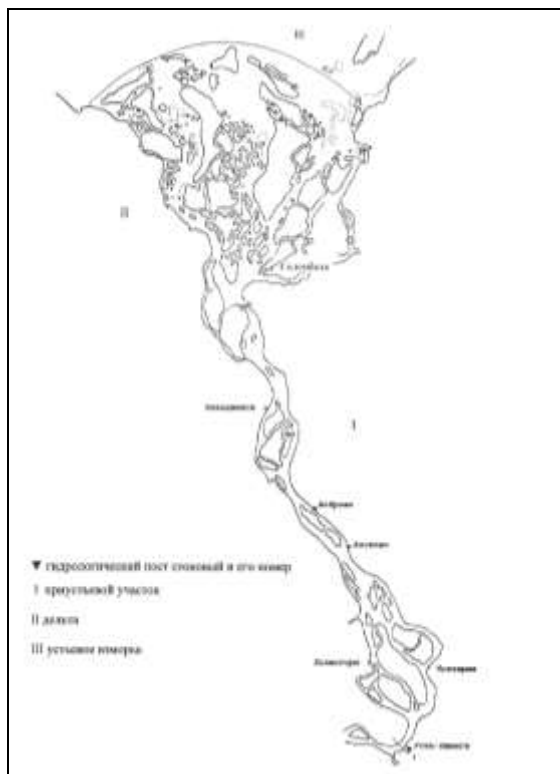


Рис. 3.4. Устьевая область Северной Двины.

Влияние моря на реку проявляется через колебания уровня воды в результате приливов и отливов, сгонов и нагонов. Распространяясь вверх по течению реки, морские воды образуют обратные течения и зоны повышенной солёности, а также создают подпор речному потоку, что приводит к выходу речных вод на пойму. Морское волнение

и течения переотлагают наносы, разрушая выступающий в море участок дельты.

Влияние реки проявляется в опреснении морских вод, в изменении уровневого режима, возникновении стоковых течений.

Динамическое взаимодействие реки и моря в пределах устьевой области приводит к формированию сложной структуры потока с системой разнообразных по силе и направлению течений, циркуляций и вихрей. Взаимодействие различных по физико-химическим свойствам вод реки и моря приводит к образованию сложной плотностной стратификации водных масс, формированию специфического термического и гидрохимического режима, изменению солевого состава вод и гидробиологических свойств водных масс.

В устьевой области река накапливается большое количество речных, иногда морских наносов и формируется устьевое аккумуляционное тело, что часто ведет к образованию дельты.

Характерной особенностью устьевых областей рек является своеобразный ландшафт и специфические экологические условия: низкие аллювиальные затопляемые пространства; сложная гидрографическая сеть; специфический почвенно-растительный покров с преобладанием болотных и луговых почв и влаголюбивой растительности; богатый животный мир.

Гидрологический и гидрохимический режим, структура и морфология гидрографической сети устьевых областей отличаются исключительной сложностью и большой изменчивостью, как во времени, так и по пространству.

В послеледниковый период (за последние 10–12 тыс. лет) уровень Мирового океана повысился приблизительно на 100–110 метров. Поэтому все это время на устьевых участках рек, впадающих в океан и окраинные моря, преобладали аккумулятивные процессы.

3.2. Климат: определение и классификация

Способность климатической системы усваивать определенное количество солнечной энергии называется *климатом*, а изменение (увеличение или уменьшение) этой способности приводит к изменениям климата. Существуют и другие определения климата. А.С. Монин определил климат как «статистический ансамбль состояний, ко-

торые проходит система океан–суша–атмосфера в период времени в несколько десятилетий». Также под климатом понимают многолетний режим погоды, т. е. совокупность последовательных смен возможных условий погоды за десятилетия, характерные для данной местности.

Климат формируется в результате взаимодействия основных компонентов климатической системы: наиболее подвижной – атмосферы, менее подвижных – океана и криосферы, а также поверхности суши и биосферы, включающей растительный, животный мир и самого человека. Шарообразная форма планеты определяет различие климата в зависимости от широты, а наклонное положение оси вращения – сезонность климата и тепловые пояса. Существует несколько классификаций современного климата. Наиболее распространенная из них принадлежит Б.П. Алисову. В основу этой классификации положены типы воздушных масс и их перемещение. В соответствии с ней выделяются *основные климатические пояса*, в которых в течение всего года господствуют воздушные массы одного и того же типа, и *переходные климатические пояса*, где типы воздушных масс зимой и летом сменяются. К основным климатическим поясам относят экваториальный пояс, два тропических, два умеренных, арктический и антарктический. К переходным поясам – два субэкваториальных, два субтропических, субарктический пояс и субантарктический. В каждом поясе в меридианальном направлении выделяют материковый климат, океанический климат, климат западных и восточных берегов континента.

Распределение суши и моря, характер рельефа подстилающей поверхности оказывают различное влияние на состояние атмосферы, так как каждая из этих поверхностей по-разному поглощает, накапливает и расходует лучистую энергию Солнца. Все это влияет на циркуляцию атмосферы и вносит изменения в распределение климатов также и внутри каждого климатического пояса. Поэтому принято выделять и такие типы, как морской климат, умеренный климат, континентальный климат, муссонный климат.

Морской климат формируется под влиянием океанических пространств, находящихся под преобладающим воздействием морских воздушных масс. Наиболее ярко этот климат выражен над океанами, но обычно распространяется на сушу в результате преобладания за-

падного переноса в умеренных широтах. Характеризуется сравнительно малой амплитудой температуры воздуха по сезонам года и внутри суток, прохладным летом и теплой зимой, несколько увеличенным количеством осадков, большей облачностью. *Умеренный климат* наблюдается для широт от 40–45° с. и ю. ш. до полярных кругов. Характеризуется умеренно теплым летом и прохладной или холодной зимой. *Континентальный климат* – это климат материков и тех побережий океанов, где весь год преобладают континентальные воздушные массы. Отличается большой годовой и суточной амплитудой температуры воздуха, сравнительно небольшой суммой осадков, резкой выраженностью времен года. С удалением вглубь материка континентальность климата возрастает.

Разработан целый ряд индексов, характеризующих континентальность климата:

индекс Горчинского ($K = 1,7A/\sin \varphi$);

индекс Конрада ($K = 1,7A/\sin (\varphi + 10)$);

индекс Хромова ($K = A - 5,4 \sin \varphi / A$);

индекс Ценкера ($K = 6/5 - (A / \varphi - 20)$),

где A – годовая амплитуда температуры воздуха, φ – широта местности.

Муссонный климат характеризуется сменой устойчивых ветров по сезонам года. В умеренных широтах этот климат распространен на Дальнем Востоке России, на Корейском полуострове, на северо-восточном побережье Китая, где холодная сухая зима сменяется влажным дождливым летом. Особенно резко муссонный климат выражен в Индостане и Индокитае.

По степени увлажнения территории различают также два противоположных типа климата – *аридный* и *гумидный*. Аридный климат – это климат сухой с недостаточным увлажнением. Встречается в пустынях и полупустынях, где испаряемость значительно превышает испарение. Гумидный климат – это климат с избыточным увлажнением, при котором количество солнечного тепла недостаточно для испарения всей влаги, поступающей в виде осадков. Избыток влаги удаляется поверхностным стоком.

К числу наиболее распространенных индексов аридности и гумидности климата можно отнести *индексы аридности* (S_a) и *гумидности* (S_r) *Торнтвейнта*. Индекс S_a представляет собой отношение разности между осадками и испаряемостью и суммой месячных величин

испаряемости, а индекс S_r – отношение суммы месячных разностей между осадками и суммарной испаряемостью и суммой месячных величин испаряемости. В первом случае увеличение разности между осадками и испаряемостью, а следовательно, и индекса S_a показывает возрастание степени аридности климата. Возрастание S_r говорит об увеличении степени гумидности климата. В обоих случаях величины S_a и S_r характеризуют географическую зон. Торнтвейнт предложил также и общий индекс увлажненности J .

Степень аридности климата можно также оценить с помощью *индекса Де-Мартона* α , представляющего собой отношение средней годовой суммы осадков к средней годовой температуре воздуха. Значения $\alpha < 15$ характерны для аридных зон.

Одна из важнейших характеристик климата – увлажненность территории. Вместе с температурными условиями она определяет тип растительности и всего географического ландшафта, решающим образом влияет на характер многих сторон быта и хозяйственной деятельности человека, в первую очередь на сельскохозяйственное производство. Увлажнение территории определяет также местные водные ресурсы, возмещающие потенциально происходящее испарение.

Одной из первых классификаций климата с использованием количественных характеристик увлажнения была система, разработанная А. Пенком (1910), основанная на системе градаций аридности и гумидности. Он различает три группы типов климата: гумидный, аридный, нивальный (снежный). Между двумя первыми проходит граница засушливости, колебания в годовом ходе дают обширные переходные типы: семигумидный (полувлажный) – при чередовании дождливых и сухих периодов, и семиаридный (полусухой) – где выпадают скудные или ограниченные во времени осадки. Более подробные градации увлажнения территории даны в классификации Торнтвейта (1948): пергумидность, 4 типа гумидности в убывающем порядке, влажная субгумидность, сухая субгумидность, семиаридность, аридность.

М.И. Будыко и А.А. Григорьев в классификации ландшафтных зон (1956) использовали 8 градаций увлажнения территорий: избыточное увлажнение (4 градации по индексу сухости Будыко 0–0,2; 0,2–0,4; 0,4–0,6; 0,6–0,8), оптимальное увлажнение (0,8–1,0),

умеренно недостаточное (1–2), недостаточное (2–3) и крайне недостаточное (> 3).

Целесообразность каждой градации обосновывается границами ландшафтных зон. Например, в высоких и умеренных широтах в такой же последовательности следуют: арктическая пустыня, тундра, северная и средняя тайга, южная тайга и смешанные леса, лиственный лес и лесостепь, степь, полупустыня, пустыня. В классификации климатов СССР Будыко и Григорьева использованы 4 градации увлажнения территорий: избыточно влажные ($< 0,45$), влажные ($0,45–1,00$), недостаточно влажные (1–3) и сухие климаты (> 3). В классификациях климата в связи с сельским хозяйством используется иная терминология и иные градации для обозначения степеней увлажнения. Например, Г.Т. Селянинов (1955) по гидротермическому коэффициенту ГТК выделяет следующие градации увлажнения территорий: зона избыточного увлажнения или зона дренажа ($ГТК > 1,3$), зона обеспеченного увлажнения ($1,0–1,3$), зона засушливая ($0,7–1,0$), зона сухого земледелия ($0,5–0,7$), зона сухая или ирригации ($ГТК < 0,5$). В агроклиматическом районировании Н.И. Колоскова выделяются 6 градаций увлажненности территорий (избыточного, достаточного, умеренного, недостаточного, засушливая зона, сухая зона). Д.И. Шашко выделяет область достаточного, недостаточного и незначительного увлажнения.

В неспециализированной географической литературе обычно выделяют зону избыточного увлажнения (осадки за год превышают возможное испарение) и зону недостаточного увлажнения (осадки за год меньше испаряемости), реже выделяют зоны неустойчивого и оптимального увлажнения.

3.3. Изменения климата

3.3.1. Геологическая шкала времени

Климат не остается постоянным с течением времени, а испытывает изменения. Изменяются основные его элементы: температура воздуха, атмосферные осадки, ветер, влажность и т.д. Климатологи различают геологические, исторические и современные изменения климата. Геологические изменения изучаются только геологическими и геофизическими методами. К историческим изменениям относят изменения климата, происходившие в период развития цивилиза-

ции до начала инструментальных наблюдений. Современные изменения климата относятся только к периоду инструментальных наблюдений.

Для понимания причин изменения климата важно знать его эволюцию на протяжении всей истории развития нашей планеты, которая оценивается примерно в 4,6 млрд. лет. Палеоклиматологи, используя методы реконструкции климата по косвенным индикаторам, установили, что на протяжении всей истории Земли постоянно происходило чередование теплых и холодных периодов, сопровождающихся изменениями увлажненности континентов.

Восстанавливая климат прошлого, палеоклиматологи используют геологическую шкалу времени (рис. 3.5). Эта шкала позволяет восстановить события прошлого и их последовательность. В качестве опорных дат используются не круглые цифры, а события, изменившие пути развития нашей планеты и жизни на ней. Кратко рассмотрим эту шкалу.

Все геологическое время от начала возникновения Земли до наших дней геологическая шкала разделяет на два неравных отрезка времени, которые называют зонами: докембрийский и фанерозойский. Докембрийский эон охватывает почти 85 % времени, прошедшего после образования Земли.

Граница между зонами во времени проведена с учетом отсутствия или наличия следов явной жизни. Так, в докембрийских отложениях следы жизнедеятельности организмов сохранились плохо. В отложениях фанерозоя встречаются явные следы жизни. Само слово «фанерозой» означает «эра явной жизни». Докембрийский эон разделяют на наиболее древнюю часть – архей (древнее 2,6 млрд. лет) и более молодую – протерозой (от 2,6 до 0,57 млрд. лет). Фанерозой подразделяют на три эры разной продолжительности: палеозой – эру древней жизни, мезозой – эру средней жизни и кайнозой – эру новой жизни. Мы живем в кайнозое. Каждая эра в свою очередь подразделяется на периоды, периоды подразделяются на эпохи. В кайнозойской эре выделено всего два периода – третичный и четвертичный. В третичном периоде было 5 эпох – палеоцен, эоцен, олигоцен, миоцен и плиоцен. Некоторые исследователи делят кайнозойскую эру на три периода – палеоген (палеоцен, эоцен, олигоцен), неоген (миоцен, плиоцен) и четвертичный. Мы живем в четвертичном периоде, в котором выделено три эпохи – эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен.

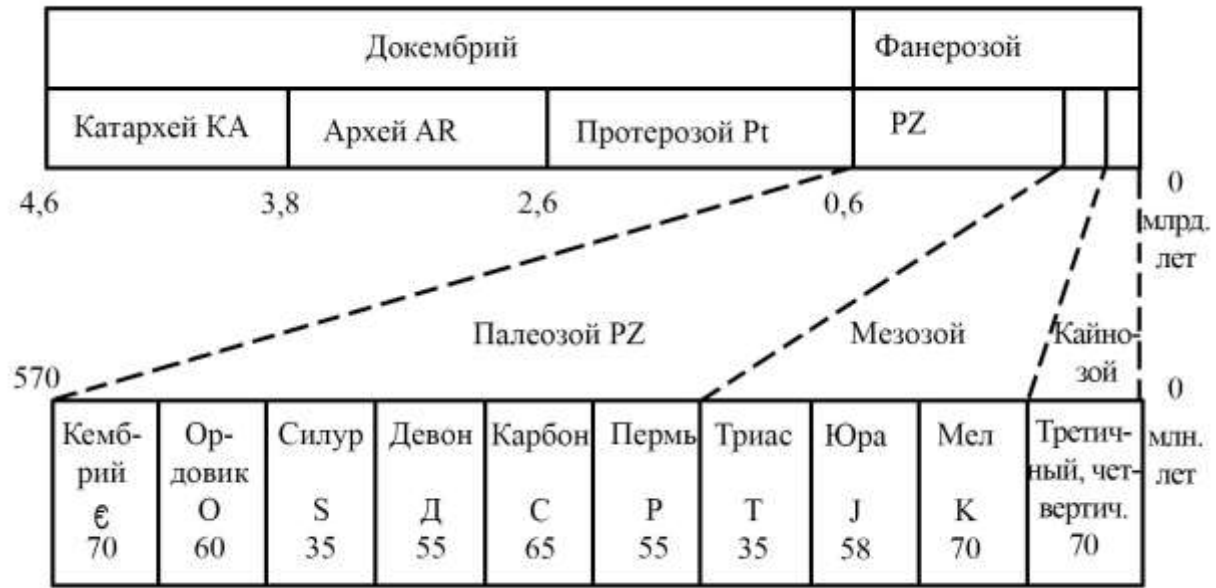


Рис. 3.5. Геологическая шкала времени.

3.3.2 Индикаторы изменений климата в прошлом

Надежными индикаторами климата прошлого служат, в первую очередь, геологические документы – отложения осадочных горных пород и захороненные в них остатки растений и животных. Так, в условиях влажного климата шло образование белых глин (каолинов) – сырья для производства фарфора, бокситов – сырья для производства алюминия, марганцевых руд и пластов каменного угля. Месторождения фосфоритов формируются в условиях не только влажного, но и теплого климата. Индикаторами сухого (аридного) климата, близкого к климату современной пустыни, служат отложения, выпадающие из растворов в условиях сильного испарения. К ним относятся отложение каменной поваренной соли, месторождения калийной соли, гипсов. Особое место среди индикаторов холодного климата занимают морены – обломки и частицы пород, принесенные ледниками. Для них характерен глинистый материал с примесью песка, гравия, щебня, крупных обломков и валунов. Этот материал залегает беспорядочно, не имеет слоев, никак не отсортирован.

Хорошими свидетелями прошлого являются варвы – ленточные глины – отложения в озерах. Накопление глинистых озерных отложений имеет годовой цикл. Каждый годовой слой четко отделен от предыдущего и последующего. Толщина слоев, состав минералов в них дают представление о потеплениях и похолоданиях, увлажнении и засухах в климатических условиях, наблюдавшихся при их формировании.

Показателями климата прошлого служат также геоморфологические признаки – особенности рельефа территории или вскрытой под породами поверхности с древним рельефом. Признаком повышенной влажности – в прошлом в современных пустынях могут служить следы былой речной сети и речных форм рельефа. Высота древних снеговых линий в горах, отмеченных особыми формами рельефа – карами и нишами, свидетельствует о прошлых похолоданиях.

Растения воспринимают воздействия климата еще сильнее, чем отложения горных пород. Тип ископаемой растительности, ее внешний облик, анатомическое строение, набор видов растительности позволяют восстановить многие качественные черты прошлого климата. Так, наличие отпечатков и остатков большого количества различных видов растений свидетельствует о теплом климате. О теплом климате свидетельствуют остатки вечнозеленых растений, пальм,

растений с крупными листьями, а о холодном – остатки хвойных деревьев, мелколиственных растений или полное отсутствие древесных пород. Сухим условиям соответствуют растения с мелкой редкой листвой или колючками, присутствие опушения или воскообразного налета.

Особенно хорошо сохраняются споры и пыльца растений. Поэтому спорово-пыльцевой, или палинологический, анализ успешно применяется для восстановления облика растительности целого района, а по нему – и климатических условий. Неплохими индикаторами климата являются торфяники. Они развиваются в умеренных широтах и в холодной зоне. Смена напластований торфа от влаголюбивых мхов к лесной растительности свидетельствует о периодах увлажнения и иссушений.

Связь между шириной годичного прироста толщины стволов деревьев и осадками, а также температурой воздуха известна давно. Совместив графики ширины годичных колец деревьев разного возраста, в том числе найденных при археологических раскопках и захороненных в торфяниках, льдах или морене, и добившись совпадения перекрывающихся одинаковых участков, исследователи построили непрерывную шкалу изменений климата и хронологию за последние 8–12 тыс. лет (дендрологическая шкала).

Современное распределение животных на суше и в море в общем также отражает распределение тепла и влаги на Земле. Поэтому палеонтологические данные, т. е. остатки животных в отложениях также могут быть важным свидетельством изменений климата в прошлом. Изобилие или бедность видового состава животных могут свидетельствовать о более теплых или более холодных условиях. Важным признаком климатических условий могут быть размеры животного. Согласно правилу Бергмана, теплокровные животные близких видов имеют тем больший размер, чем холоднее климат, в котором они живут. Холоднокровные животные, наоборот, больших размеров достигают в условиях теплого климата.

3.3.3. Геологические и исторические изменения климата

Изучение климата прошлого показало, что на протяжении всей истории Земли постоянно происходило чередование теплых эпох и периодов оледенения (рис. 3.6).

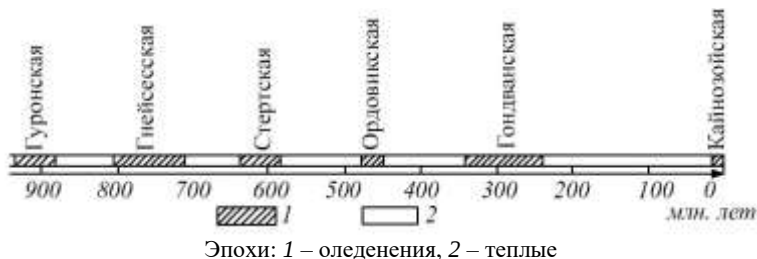


Рис. 3.6. Эпохи оледенения последнего миллиарда лет.

Даже на доархейском этапе развития Земли, о котором, принято судить на основе моделирования и путем сравнения с планетами земной группы, исследователи не исключают возможности образования ледниковых покровов на полюсах. Только *архейские* – самые древние породы – не сохранили следов прошлых оледенений. Отложения архея указывают на обилие воды в это время, на существование агрессивной восстановительной атмосферы и моря с высокой кислотностью. Возможно, что это был самый теплый период на Земле. Начало *протерозойской эры* совпало с образованием первых, самых древних ледниковых отложений – тиллитов. Они были впервые обнаружены в Канаде в районе озера Гурон. Поэтому эта эпоха оледенения на Земле получила название *гуронской*.

После гуронской эпохи прошло около миллиарда лет, и в отложениях вновь появились следы оледенения. Это была *гнейссеская* эпоха оледенения. Вслед за сравнительно теплым периодом, который длился около 100–150 млн. лет, снова происходит похолодание и распространение ледников. Наступает *стертская* ледниковая эпоха. Завершает докембрийский эон *варангская* эпоха оледенения. Следы этой эпохи найдены в Европе, Азии и Африке.

Фанерозойский эон начался с теплого *кембрийского* периода, но уже в конце следующего – *ордовикского* – периода на Земле вновь началось оледенение. Ордовикское оледенение закончилось в *силуре*. Снова наступает длительный теплый интервал, продолжавшийся до каменноугольного периода. В начале его начинается новое похолодание, достигшее кульминации около 280 млн. лет назад. В это время возникают огромные ледниковые покровы и шельфовые ледники над мелкими морями, плавучие льды покрывают моря и околополюсные пространства, в обоих полушариях широко распространяется вечная мерзлота. Отложения тиллитов *пермо-карбонового*, или *гондванско-*

го, оледенения обнаружены на огромных пространствах Южной Америки, Южной Африки, Индии, Австралии, Антарктиды. В России следы этого оледенения найдены в Сибири. Пласты тиллитов гондванской эпохи оледенения имеют мощность до сотен метров. В конце пермского периода начинается новая теплая эпоха. Она продолжалась почти до середины кайнозойской эры, когда началась современная нам эпоха оледенения – *кайнозойская*.

Кайнозойская эра – это эра перехода от теплой эпохи к эпохе оледенения (рис. 3.7).

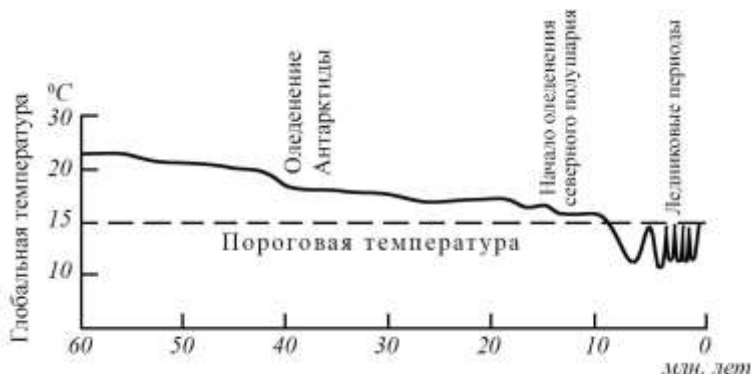


Рис. 3.7. Изменения средней температуры у поверхности Земли в течение кайнозоя.

Существовавший в конце мезозоя суперконтинент Пангея начал распадаться и из его осколков стали формироваться современные континенты. События в обоих полушариях вели к условиям, которые могли только понизить среднюю температуру на Земле, так как суша смещалась к полюсам. В северном полушарии образовался Северный Ледовитый океан, Гренландия заняла свое нынешнее положение. Отделение от Антарктиды, смещавшейся к южному полюсу, Австралии и Южной Америки привело к формированию сплошного кругового океанического циркумполярного течения и образованию около 27–28 млн. лет назад Антарктического ледникового покрова. Изменилось альбедо планеты, началось развитие оледенения в северном полушарии. Около 10 млн. лет назад появились ледники в горах Аляски и в Исландии, около 4–5 млн. лет назад образовался постоянный ледниковый покров в Северном Ледовитом океане, около 3,5 млн. лет назад возник Гренландский ледниковый покров.

Около 2–3 млн. лет назад общее падение температуры сменилось почти периодическими ее колебаниями. Такой характер температурных колебаний ученые связывают с периодическим разрастанием и сокращением покровных оледенений на материках северного полушария и Антарктического ледникового покрова. В соответствии с классической схемой за последние 3 млн. лет в Европе и Северной Америке наблюдалось четыре ледниковых периода. Лучшее всего изучен последний ледниковый период, известный как валдайский. Ему предшествовало микулинское межледниковье, пик которого наблюдался 125 тыс. лет назад. Температура воздуха в это время в умеренной зоне была не менее чем на 2°C выше современной. Уровень океана был на 5–8 м выше современного, что указывало на сокращение ледникового щита Антарктиды. Спустя 5 тыс. лет после пика микулинского межледниковья началось валдайское оледенение. Уровень океана упал на 60–100 м, в Северной Америке возник Лаврентийский, а в Европе – Скандинавский ледниковый покров. Своего максимального развития ледниковые покровы валдайского оледенения достигли около 18 тыс. лет назад. Около 16 тыс. лет назад началась общая деградация оледенения, а 5 тыс. лет спустя объем льда сократился вдвое.

Около 10 тыс. лет назад начался голоцен – период, во время которого мы живем. Ранняя часть голоцена характеризовалась потеплением, которое около 8 тыс. лет назад перешло в интервал, известный как климатический оптимум (рис. 3.8). Именно в это время полностью исчез Скандинавский ледниковый покров, а 2 тыс. лет спустя – и Лаврентийский ледниковый покров. Климатический оптимум голоцена продолжался около 2,5 тыс. лет и отличался средней температурой воздуха выше современной. Так, по палеоклиматическим оценкам в Европе было на 2°C теплее, чем сейчас. Около 5,5 тыс. лет потепление сменилось похолоданием, после которого наступило новое потепление с кульминацией около 4 тыс. лет назад. Следующее за ним похолодание с максимумом около 3 тыс. лет назад сменилось потеплением, продолжавшимся в первом тысячелетии нашей эры, известным как малый климатический оптимум голоцена. В первой четверти второго тысячелетия нашей эры началось постепенное похолодание. Эта ближайшая к нам эпоха похолодания известна как малый ледниковый период, сменившийся в XIX в. новым потеплением.

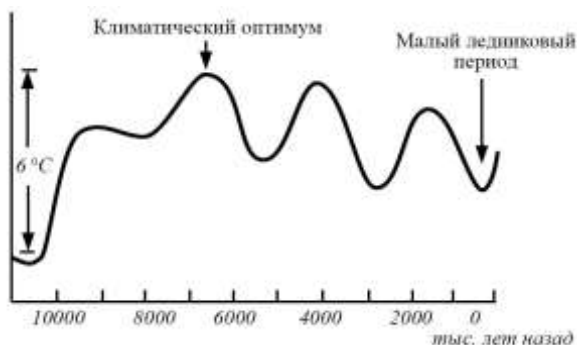


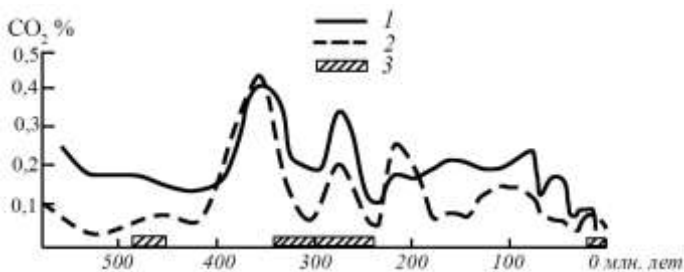
Рис. 3.8. Изменения средней температуры у поверхности Земли в голоцене.

Палеотемпература, восстановленная для некоторых периодов фанерозоя, свидетельствует о том, что средняя температура на Земле в ледниковые периоды была в среднем на $7\text{--}10^\circ\text{C}$ ниже, чем температура в периоды теплых эпох. Это та разница в температуре безледного и оледенелого состояния планеты, которая относится к моментам, когда в эпоху оледенения ледниковые покровы стягивались к полюсам. Для тех периодов, когда они разрастались, распространяясь от полюсов на большие участки суши и моря, разница в температуре между теплой и холодной эпохами возрастала до $15\text{--}20^\circ\text{C}$.

Существует несколько точек зрения на глобальные изменения климата в прошлом. Сторонники астрономических гипотез считают, что эпохи оледенения и потепления происходили под воздействием внешних внеземных факторов. При этом первостепенное значение естественно отводится изменению потока солнечного излучения, которое могло происходить как в результате внутрисолнечных причин (изменения его размера, конвекции вещества и т. д.), так и под воздействием внешних по отношению к Солнцу причин, например гравитационного воздействия на светило других звезд. Сторонники другой группы гипотез связывают изменения климата с изменением самой климатической системы. При этом предполагается, что меняется степень усвоения нашей планетой солнечного излучения. Рассмотрим некоторые из этих гипотез.

Хорошо известно, что атмосфера — основной компонент климатической системы — полностью изменила свой состав за период существования Земли. Изменялось и содержание углекислого газа (CO_2) в атмосфере. Поскольку молекулы CO_2 непрозрачны для тепловых лучей и задерживают инфракрасное (длинноволновое) излучение Зем-

ли, то увеличение содержания углекислого газа приводит к разогреву планеты, а его уменьшение – к охлаждению. По некоторым оценкам отсутствие CO_2 в атмосфере, могло бы привести к весьма существенному снижению температуры на поверхности Земли и даже к полному ее оледенению. Расчеты эволюции химического состава атмосферы в фанерозое, выполненные М. И. Будыко с соавторами, показали, что наблюдалось несколько всплесков увеличения содержания углекислого газа (рис. 3.9). Причину всплесков CO_2 авторы видят в повышении вулканической активности.



1 – изменения CO_2 , 2 – вулканическая активность, 3 – эпохи оледенения

Рис. 3.9. Изменения содержания CO_2 в атмосфере в течение фанерозоя.

Длительные изменения испытал и уровень Мирового океана – другого ведущего компонента климатической системы (рис. 3.10). Трансгрессия (наступление) и регрессия (отступление) океана приводили к изменению конфигурации океана и суши, глубины океана, соотношения размеров суши и моря. Показано, что регрессии океана согласуются с эпохами оледенения, а трансгрессии – с эпохами потепления.

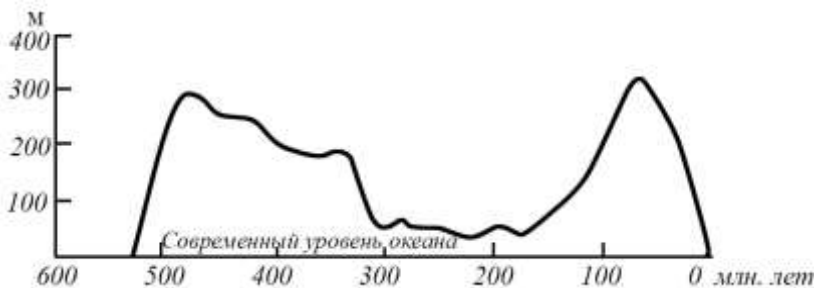


Рис. 3.10. Изменения уровня Мирового океана в течение фанерозоя (для территории бывшего СССР и США).

Объясняется это следующим. В результате регрессии океана площадь суши возрастает, увеличивается альbedo Земли, происходит понижение температуры. При трансгрессиях поверхность океана поглощает больше солнечных лучей, альbedo Земли уменьшается, наблюдается повышение температуры. Причиной крупнейших регрессий и трансгрессий океана считают изменение скоростей приращения (спрединга) литосферных плит в районах рифтовых долин срединно-океанических хребтов. Так, при быстром раздвижении плит вновь образовавшаяся океаническая кора не успевает остывать и формирует «мелкий» океан, который при постоянном объеме воды в нем должен затапливать часть суши. При медленном раздвижении литосферных плит океаническая кора постепенно остывает и сжимается. Океан становится «глубоким» и вода уходит с затопленной суши. Движение литосферных плит происходит под воздействием процессов, происходящих в недрах Земли.

Перемещение материков по поверхности Земли в составе литосферных плит также оказывало существенное влияние на глобальные изменения климата. Реконструкции расположения и конфигурации материков в прошлом показали, что они то объединялись в единый праматерик, то расходились в разные стороны. При этом менялось альbedo Земли, а следовательно, и величина усвоения солнечной энергии. Так, расположение единого праматерика по обе стороны от экватора могло привести к повышению температуры на Земле на 10°C по сравнению с современной. Такой единый суперконтинент – Пангея – существовал в мезозое, одной из самых теплых эпох фанерозоя. Считается, что объединение и разъединение материков происходит в результате изменения структуры термической конвекции в мантии Земли.

Таким образом, сторонники земной группы гипотез полагают, что изменения климата прошлого, приводящие к длительным эпохам оледенений и потеплений, обусловлены процессами перестройки активности недр Земли.

Для объяснения причин периодических разрастаний покровных оледенений Земли чаще других приводится астрономическая гипотеза югославского геофизика М. Миланковича. В соответствии с этой гипотезой учитываются следующие факторы, влияющие на количество солнечной радиации, усваиваемой Землей. Во-первых, периодические колебания земной оси, которая описывает в пространстве круг за 25 тыс. лет. Во-вторых, изменения наклона земной оси по от-

ношению к плоскости орбиты, которые происходят с периодичностью 41 тыс. лет и достигают 3° . В-третьих, изменение формы орбиты каждые 100 тыс. лет от почти круговой до эллиптической. Учет совместного влияния этих факторов позволяет выявить периоды, когда Земля получала наименьшее количество солнечной радиации.

3.3.4. Современные изменения климата

Современный климат, к которому чаще всего относят климат последнего столетия, также неоднозначен. Результаты многочисленных исследований, проведенных в последнее время, показали, что за последние 100 лет наблюдается постепенное повышение температуры воздуха в глобальном масштабе и на всех континентах. Несмотря на то, что глобальное повышение температуры у поверхности Земли невелико и составляет всего $0,6^\circ\text{C}$, наблюдается заметное изменение климатической системы. Тенденция потепления привела к резкому уменьшению арктических льдов, отступлению горных ледников, перемещению на север граница многолетней мерзлоты, уменьшению продолжительности ледовых явлений на реках и озерах, увеличению испарения с поверхности речных водосборов. Так, по оценкам гляциологов с конца XIX в. до конца 30-х годов XX в. общая площадь оледенений на Кавказе сократилась на 10 %, а толщина льда в ледниках уменьшилась на 50–100 м. Ледяной покров Северного Ледовитого океана сократился более чем на 10 %, Баренцева моря – почти на 30 %, Гренландского моря – вдвое. В Европейской части России граница многолетней мерзлоты отступила на север на сотни километров. Одновременно таяние ледников Антарктиды и Гренландии привело к повышению уровня Мирового океана. Изменение осадков за последние 100 лет происходило более хаотично. Однако на континентах отмечено большей частью их повышение.

Современный климат отличается возрастанием числа аномалий. Это – суровая зима 1967/68 г. в СССР и три суровые зимы с 1972 по 1977 г. в США, серия очень мягких зим в Европе, очень сильная засуха в Восточной Европе в 1972 г., очень дождливое лето в 1976 г. В летние периоды 1971 – 1973 гг. отмечалось необычайно большое количество айсбергов у берегов острова Ньюфаундленд. С 1968 по 1973 г. продолжалась сильнейшая засуха в Сахеле и Африке. В 1976 и 1979 гг. наблюдались сильные заморозки в Бразилии. Летом

1982/83 г. в Австралии была одна из самых сильных засух за весь период наблюдений.

Для объяснения современных изменений климата используются следующие гипотезы. Во-первых, гелиофизическая гипотеза, связывающая изменения климата с колебаниями солнечной активности. Для оценки солнечной активности привлекаются различные физические характеристики: числа Вольфа, показатели вариаций солнечного ветра, протонных вспышек, магнитного поля Солнца. Во-вторых, вулканическая гипотеза, в соответствии с которой во время извержений вулканов в атмосферу выбрасывается огромное количество камней, пепла, мелких и мельчайших минеральных частиц, водяного пара и газов. Часть этих выбросов образует атмосферный аэрозоль, меняющий прозрачность атмосферы и уменьшающий поток солнечной радиации, достигающей поверхности планеты. В-третьих, циркуляционная гипотеза, в соответствии с которой современные изменения климата тесно связаны с изменением характера общей циркуляции атмосферы. Б.Д. Дзердзеевский показал, что эпохе потепления соответствует рост числа дней с зональной циркуляцией атмосферы, а холодной эпохе – рост числа дней с меридиональной циркуляцией.

Некоторые специалисты связывают потепление климата с хозяйственной деятельностью. Интенсификация промышленного производства, сжигание ископаемого топлива увеличивают выбросы в атмосферу продуктов сгорания, всевозможных газов. Прежде всего, следует обратить внимание на углекислый газ, повышенная концентрация которого в атмосфере влияет на тепловой баланс и нарушает естественный углеродный цикл. Углекислый газ, а также другие малые газовые составляющие пропускают коротковолновую солнечную радиацию к поверхности Земли, но значительно ослабляют длинноволновое излучение. Благодаря этому развивается так называемый «парниковый эффект» в атмосфере, и температура приземных слоев воздуха повышается. Увеличение концентрации углекислого газа происходит также за счет вырубки лесов и уменьшения фитомассы. Одновременно из-за возрастания испарения в атмосфере увеличивается содержание водяных паров, которые также способствуют развитию парникового эффекта.

В то же время существуют и противоположные точки зрения. Например, общее потепление климата связывается с его естественной цикличностью, а фиксирование всевозможных необычных явлений погоды (экстремальные явления засухи, выдающиеся паводки на

крупнейших реках, бури и т.д.) объясняется повышением информативности и качества оповещения населения о таких явлениях. А это иногда приводит к преувеличению как частоты появления климатических экстремумов, так и к тяжести их последствий. Именно поэтому для многих аномалий подобного рода трудно найти аналоги в прошлом. Поэтому вопрос о степени влияния антропогенных воздействий на глобальные изменения климата нельзя считать доказанным. В то же время локальные изменения климата под влиянием хозяйственной деятельности во многих промышленно развитых районах, на орошаемых землях, в районах действующих крупных водохранилищ бесспорны и очевидны.

Наиболее важными показателями климата являются температура воздуха и количество атмосферных осадков (тепло и влага). Эти показатели определяют водный и тепловой баланс территорий и оказывают влияние на состояние гидросферы. Поэтому изменение климата безусловно приведет к изменению гидрологического режима водных объектов.

В настоящее время нет надежных прогнозов изменений климата. Поэтому оценка гидрологических последствий этих изменений опирается на различные сценарии климата. Эти сценарии задаются гипотетически, строятся по моделям общей циркуляции атмосферы (МОЦА) или делаются на основе палеоклиматических реконструкций. В большинстве сценариев принимается повышение температуры воздуха в приземном слое на $0,5\text{--}4^{\circ}\text{C}$ и изменение осадков на 10–15 %. При этом нет четких сроков наступления этих изменений, и такие сценарии позволяют судить лишь о возможной реакции гидросферы. МОЦА дают климатические характеристики к 2020–2040 гг. Палеоклиматические сценарии основаны на использовании аналогов, в качестве которых принимаются климатические эпохи прошлого. Например, оптимум голоцена, относящийся примерно к 5–6-му тысячелетию до нашей эры, можно рассматривать как аналог глобального потепления климата на 1°C к 2000–2005 гг. Микулинское межледниковье, наблюдавшееся примерно 125 тыс. лет назад, может быть аналогом потепления на 2°C к 2020–2025 гг., климатический оптимум плиоцена, наблюдавшийся несколько миллионов лет назад, может быть аналогом при потеплении на $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$ и в более отдаленной перспективе – к 2040–2050 гг.

ПРАКТИКУМ

ВВЕДЕНИЕ

Вполне очевидно, что на первом этапе изучения таких сложных природных систем, как климатическая система Земли, исследователь вынужден прибегать к заведомому упрощению задачи, например, к декомпозиции системы. В этом случае исследуются отдельные компоненты и внешние факторы системы, изучаются их свойства во времени и по пространству. Обычно такое изучение проводится по отдельным диапазонам изменчивости с использованием временных рядов натуральных данных, сформированных в фиксированных точках пространства. При этом каждый временной ряд интерпретируется как реализация случайного процесса, а их совокупность – как система временных сечений пространственного случайного поля. За основную вероятностную характеристику такой реализации принимается функция распределения вероятностей ее значений.

Анализ информационных баз натуральных данных, характеризующих состояние климатической системы Земли и внешних факторов, на длительность и полноту временных рядов, дискретность наблюдений и распределение данных как внутри года, так и на всём периоде наблюдений, показал следующее. Временные ряды имеют как равномерный (эквидистантный), так и неравномерный (неэквидистантный) характер. Ряды равномерных отсчетов – это срочные и средние: суточные, декадные, месячные, годовые значения, а ряды неравномерных отсчётов – это, как правило, сезонные съемки.

Многочисленные исследования временной изменчивости отдельных компонентов климатической системы Земли и внешних по отношению к ней факторов показали, что для них характерна разномасштабная изменчивость и пространственная неоднородность. Основные энергонесущие зоны соответствуют многолетней (межгодовой) изменчивости, внутригодовому (сезонному) ходу, синоптическим колебаниям, суточному (внутрисуточному) ходу.

Свойства процессов в каждом временном диапазоне изменчивости различны, изучаются на основе анализа натуральных данных с разным интервалом осреднения и дискретизации и привлечением соответ-

ствующих методов оценки вероятностных характеристик. Так, диапазон многолетней изменчивости исследуется как по рядам с равномерными отсчетами (средние годовые и месячные величины, ежегодные последовательности значений для всех или характерных месяцев (фаз) года), так и по рядам с неравномерными отсчетами (сезонные съемки).

Ритмика годовой цикличности (гидрометеорологических процессов) изучается с различной степенью обобщения по данным средних суточных, пентадных, декадных, средних месячных значений, а также по данным сезонных съемок. Для анализа синоптической изменчивости используются срочные и средние суточные значения.

Ритмика суточной изменчивости исследуется по данным срочных наблюдений.

Практическое задание № 1

«Применение методов теории периодически коррелированных случайных процессов для анализа ритмики годовой цикличности гидрометеорологических процессов»

4.1. Теоретическая часть

Многим природным процессам свойственна ритмика с годовым периодом. Ее наличие создает определенные трудности при анализе временных рядов как стационарных эргодических случайных процессов. Коррелограммы, вычисленные по последовательности средних месячных значений в предположении о стационарности исходных временных рядов содержат незатухающие ритмические колебания, свидетельствующие о наличии в структуре процесса циклической составляющей. Естественной моделью, описывающей изменчивость природных процессов, содержащих ритмику годовой цикличности, являются периодически коррелированные случайные процессы (ПКСР). Теория ПКСР и методы оценивания вероятностных характеристик разработаны достаточно хорошо и нашли широкое применение в гидрометеорологии.

Кратко напомним, что случайный процесс $\xi(t)$, $t \in (-\infty, \infty)$, называют периодически коррелированным, если существует такое фиксированное положительное число T , при сдвиге на которое характеристики процесса остаются инвариантными (неизменными). Он будет периодически нестационарным в узком смысле, если инвариантны конечномерные распределения:

$$F(x_1, \dots, x_n; t_1 + T, \dots, t_n + T) = F(x_1, \dots, x_n; t_1, \dots, t_n)$$

и периодически нестационарным в широком смысле, если инвариантны математическое ожидание $m_\xi(t)$, дисперсия $D_\xi(t)$ и корреляционная функция $K_\xi(t, \tau)$.

Математическое ожидание периодически коррелированного случайного процесса определяется как

$$m_{\xi}(t) = M\{\xi(t + kT)\}, \quad (4.1)$$

а корреляционная функция – как

$$K_{\xi}(t, \tau) = M\{\xi^{\circ}(t + kT) \xi^{\circ}(t + \tau + kT)\}, \quad (4.2)$$

где $\xi^{\circ}(t) = \xi(t) - m_{\xi}(t)$; τ – сдвиг корреляционной функции.

При $\tau = 0$ функция (4.2) равна дисперсии процесса $D_{\xi}(t)$. Функции $m_{\xi}(t)$, $D_{\xi}(t)$, $K_{\xi}(t, \tau)$ являются периодическими по аргументу t с периодом T , который называется периодом коррелированности. Естественным периодом коррелированности гидрометеорологических процессов служит период, равный одному году. Характеристики ПКСП описывают так называемую повторяемость «в среднем» свойств гидрометеорологических процессов. Математическое ожидание характеризует регулярную компоненту изменений и позволяет найти средний многолетний образ сезонного или месячного хода (что близко к понятию «норма»); дисперсия – отклонения процесса $\xi(t)$ от средней многолетней нормы. Совместный анализ графиков оценок $m(t)$ и $D(t)$ дает возможность установить тип межгодовой изменчивости процессов. В случае когерентности этих графиков изменчивость происходит в виде амплитудной модуляции, т. е. ослабления или усиления интенсивности основных элементов внутригодового хода, в случае некогерентности – в виде наложения долгопериодного колебания или частотно-фазовой модуляции. Вид функции $K_{\xi}(t, \tau)$ определяет закономерности корреляционных зависимостей межгодовых (при $\tau = 1$ год) или внутригодовых (при $\tau = 1$ мес.) изменений процесса в заданные моменты времени. Оценки функций $m_{\xi}(t)$, $D_{\xi}(t)$, $K_{\xi}(t, \tau)$ вычисляются по отсчетам, взятым из исходной реализации через период коррелированности, и имеют вид:

$$m_{\xi}^*(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \xi(t + kT), \quad (4.3)$$

$$D_{\xi}^*(t) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [\xi^0(t + kT)]^2, \quad (4.4)$$

$$K_{\xi}^*(t, \tau) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [\xi^0(t + kT) \xi^0(t + kT + \tau)]. \quad (4.5)$$

При использовании исходной информации месячного периода осреднения оценки (4.3)–(4.5) вычисляются по ежегодным последовательностям значений для каждого месяца года в предположении об их стационарности.

Отметим, что функции $K(t, \tau)$ при $\tau=1$ год и $K(t, \tau)$ при $\tau=1$ мес. имеют две ветви связей – «вперед» и «назад». Поскольку для функций $K(t, \tau)$, $\tau=1$ год ветви связей «вперед» и «назад» симметричны, на графиках приводятся и анализируются только связи «вперед».

Для функций $K(t, \tau)$, $\tau=1$ мес. ветви связей «вперед» и «назад» не симметричны. В этом случае анализируются обе ветви связей. Ветвь связей «назад» показывает как значения процесса в данный месяц года зависят от значений в предшествующие месяцы, а ветвь связей «вперед» отражает влияние значений процесса в данный месяц года на значения в последующие месяцы.

Для описания особенностей внутригодовой и межгодовой изменчивости процессов по месяцам года целесообразно привлекать параметрические методы авторегрессии скользящего среднего (АРСС). Параметры модели авторегрессии первого порядка АР(1) достаточно хорошо описывают этот вид изменчивости гидрометеорологических процессов.

Напомним, что дискретный процесс АР(1) $\xi_n = (n\Delta)$, $n=0, \pm 1, \pm 2, \dots$, полученный дискретизацией непрерывного процесса, описывается разностным уравнением:

$$\xi_n = \varphi_1 \xi_{n-1} + \varepsilon_n$$

где ε_n – дискретная последовательность белого шума; φ_1 – параметр авторегрессии; Δ – интервал дискретизации.

Параметр модели φ_1 связан с нормированной корреляционной функцией $\rho_k = \rho(k\Delta)$ процесса ξ_n соотношениями:

$$\begin{aligned} \rho_k &= \varphi_1^{|k|}, \quad k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, \\ \varphi_1 &= \pm |\rho_k|^{1/k}. \end{aligned} \quad (4.6)$$

Параметр φ_1 традиционно оценивается по соотношению (4.6) при $\kappa=1$. При длинах реализаций, типичных для гидрометеорологических рядов, в силу большой выборочной изменчивости оценок ρ_0 и ρ_1 такой способ оценивания приводит к значительной дисперсии φ_1^* . Дисперсию оценки φ_1^* можно понизить, если вычислять ее по нескольким начальным значениям оценки корреляционной функции, т. е.

$$\pm \varphi_1^* = \frac{1}{l} \sum_{k=1}^l |\rho_k^*|^{1/\kappa}. \quad (4.7)$$

Оценивание по (4.7) следует проводить при больших числовых значениях φ_1 когда на промежуток коррелированности приходится несколько отсчетов ρ_k^* , $\kappa = 1, \dots, l$. При малых числовых значениях φ_1 для оценки φ_1^* целесообразно использовать связь флуктуационного периода процесса $\bar{T}_1$ с параметром φ_1 . При этом рассчитывается либо среднее расстояние между пиками реализации процесса $\bar{T}_2$ по уравнению:

$$\bar{T}_2 = 2\pi / \arccos [-0,5(1 - \varphi_1)],$$

либо среднее число пересечений рядом ξ_n нулевого уровня по выражению:

$$\bar{T}_3 = (\arccos \varphi_1) / \pi).$$

4.2. Расчетная часть

Исходными данными для расчета оценок вероятностных характеристик ритмики годовой цикличности гидрометеорологических процессов служат ряды средних месячных значений температуры воздуха, атмосферных осадков, речного стока и уровней воды в озере за период не менее 40 лет. В качестве примера исходных данных в таб-

лице 4.1 приведен ряд расходов воды в р. Тихвинка пост. д. Горелуха с 1882 по 1924 гг.

Таблица 4.1

Среднемесячные расходы воды на р. Тихвинка пост д. Горелуха (м³/с)

год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1882	6,27	4,66	36,8	49,9	16,7	8,98	8,18	4,43	4,28	4,90	3,12	2,21
1883	2,87	3,53	4,36	39,7	26,5	5,15	6,45	18,2	19,3	38,6	27,5	10,9
1884	7,11	6,14	5,13	21,7	84,7	26,4	8,42	10,9	11,4	11,1	16,0	7,85
1885	5,33	5,75	6,41	33,2	78,6	8,70	6,12	4,14	5,22	14,2	24,5	10,6
1886	5,40	4,49	4,51	63,3	13,8	8,80	5,61	6,15	5,91	6,85	9,13	15,4
1887	7,41	4,98	4,48	15,8	55,0	38,0	16,9	8,54	11,0	24,9	22,4	10,8
1888	5,68	5,17	5,35	86,4	30,4	20,1	23,6	11,7	15,5	26,7	42,3	26,1
1889	8,57	5,63	5,72	97,5	36,8	6,27	5,85	18,8	17,7	19,4	16,4	10,9
1890	4,54	4,02	22,1	52,9	8,67	7,31	4,68	7,64	11,8	36,4	24,9	5,00
1891	5,02	5,00	5,62	27,4	27,4	6,67	4,63	7,64	9,97	9,45	11,2	4,76
1892	4,23	4,68	4,41	54,6	47,3	24,3	23,6	22,5	18,0	14,9	24,4	9,32
1893	5,17	5,14	6,29	11,6	82,8	10,3	6,88	4,87	20,2	19,6	19,6	10,7
1894	6,84	7,65	7,20	99,8	25,7	13,6	12,9	18,6	47,8	18,7	75,8	13,3
1895	7,26	5,78	5,80	41,7	46,9	9,53	22,4	12,3	18,5	22,6	29,6	6,58
1896	4,48	5,15	5,50	36,1	37,4	8,40	5,92	8,78	19,5	21,2	21,6	7,92
1897	4,97	4,93	5,32	68,7	14,3	7,52	5,26	4,23	5,53	7,03	6,87	4,51
1898	6,10	5,72	4,76	61,6	44,8	13,2	15,4	8,48	10,4	23,9	37,9	25,4
1899	12,7	3,68	7,48	93,9	75,3	29,1	9,06	9,48	20,4	20,4	35,6	16,6
1900	8,52	7,75	8,09	65,8	53,5	12,0	8,71	8,25	10,7	30,4	18,9	13,7
1901	7,06	6,42	5,95	99,6	42,1	11,4	10,7	7,70	7,93	5,59	13,7	7,08
1902	4,63	5,44	6,39	43,2	104	14,1	15,0	18,5	12,9	26,4	29,3	6,54
1903	5,85	6,69	15,3	130	29,5	13,3	33,6	39,6	18,2	30,7	25,5	29,5
1904	8,35	5,40	4,94	49,5	29,8	32,2	21,5	19,2	20,9	19,2	17,8	13,6
1905	6,87	6,84	8,05	83,4	42,8	13,3	10,0	7,78	15,2	40,4	19,5	13,2
1906	10,1	6,38	6,40	84,2	11,8	5,29	5,97	14,3	18,5	14,1	17,0	14,9
1907	5,98	5,24	5,34	49,0	44,8	16,5	9,70	10,4	8,79	9,93	11,7	4,78
1908	3,72	4,17	4,03	52,2	41,6	10,1	41,1	23,3	49,8	17,6	11,1	8,10
1909	5,27	4,47	5,20	38,3	52,0	13,4	18,5	33,8	9,80	12,2	14,3	11,8
1910	6,54	6,69	7,95	73,1	13,4	6,90	5,85	5,65	6,45	22,1	12,3	6,51
1911	5,94	5,45	7,03	53,9	91,6	8,25	11,3	6,14	7,15	10,6	35,7	16,3
1912	4,14	4,49	12,6	49,0	47,9	20,8	7,35	5,32	6,80	9,30	15,6	13,7
1913	5,81	3,96	7,51	85,6	11,5	7,22	6,23	5,57	5,82	12,5	32,5	28,5
1914	10,2	16,9	11,4	70,4	38,2	7,84	6,44	8,48	7,39	8,60	22,6	10,6
1915	5,34	5,00	4,98	82,1	51,4	26,9	7,88	6,67	8,01	7,39	9,71	6,92
1916	4,52	5,13	4,54	74,7	33,1	11,2	8,93	8,37	16,3	38,6	25,2	13,6
1917	4,94	4,29	4,34	77,5	25,7	5,53	13,6	7,61	34,5	28,5	20,0	11,8
1918	6,65	8,25	6,71	90,3	22,0	14,8	10,4	18,4	53,2	31,8	19,4	21,0
1919	6,35	5,05	6,04	82,7	16,8	7,83	9,04	14,2	18,1	22,0	12,0	4,72
1920	4,12	4,26	7,83	83,9	17,4	9,07	6,48	5,62	5,17	4,83	4,87	4,95
1921	3,11	3,58	5,76	91,9	7,20	7,88	9,67	8,33	5,55	16,8	18,2	4,21
1922	5,12	5,40	6,90	90,1	48,5	16,0	16,6	20,6	11,9	15,3	19,2	12,8
1923	6,80	4,96	4,44	9,35	72,1	33,4	19,2	31,3	15,3	29,7	54,8	28,2
1924	10,1	5,63	6,46	95,8	33,0	21,2	10,1	6,32	6,30	7,37	10,6	14,2

Графики рядов средних месячных значений анализируемых процессов приведены на рисунках 4.1–4.4.

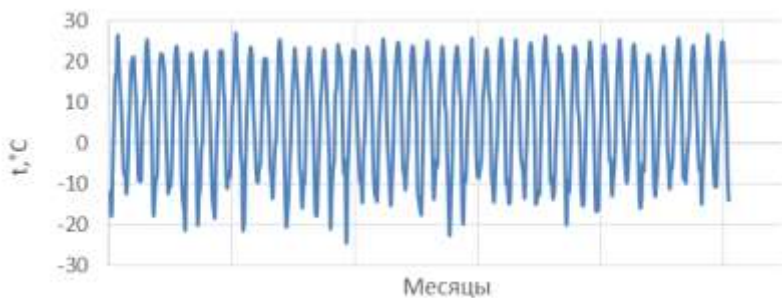


Рис. 4.1. Хронологически график среднемесячной температуры воздуха на метеостанции Тихвинка.

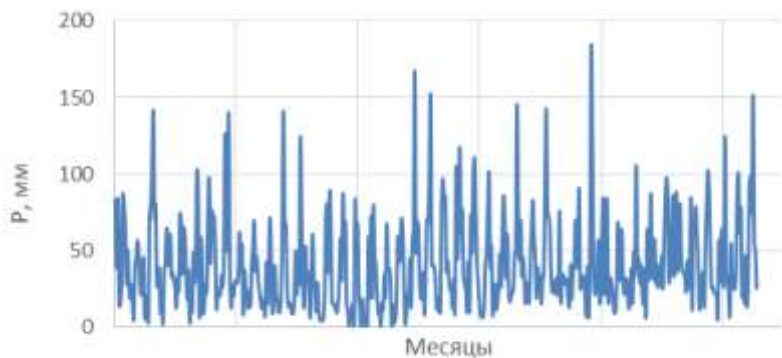


Рис. 4.2. Хронологический график среднемесячных осадков ст. Вытегра.

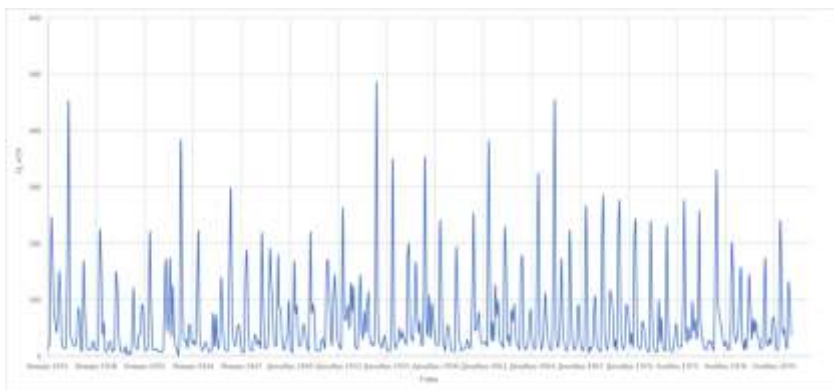


Рис. 4.3. Хронологический график среднемесячных расходов воды
р. Тихвинка – п. Горелуха.

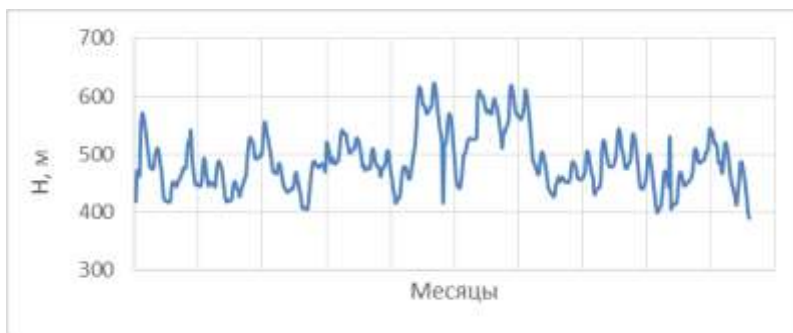


Рис. 4.4. Хронологический график среднемесячных уровней воды
Ладожского озера.

Для всех рядов характерна ритмика годовой цикличности, особенности которой для разных процессов различны. Для температуры воздуха максимальные значения наблюдаются летом, минимальные – зимой. От года к году в большей степени меняется температура зимой, чем летом. Для осадков характерна чрезвычайная изменчивость. Кривая внутригодового хода многовершинная. В зависимости от водности количество максимумов от года к году может меняться от двух до пяти. Чаще всего основной максимум осадков приходится на лето. В силу большой случайности данного процесса он может проявляться как в июне, так и в июле и августе. В отдельные годы осенний максимум осадков по абсолютным значениям превышает летний. Он так же, как и летний, мигрирует внутри сезона и может

наблюдаться в сентябре или октябре. От года к году меняется не только время наступления максимальных величин осадков, но и их интенсивность. Для речного стока из года в год повторяются весеннее половодье, зимняя и летняя межень и дождевые паводки, а от года к году наблюдается цикличное изменение водности. Внутригодовой ход уровня воды в Ладожском озере имеет плавный сглаженный вид: повышение уровня происходит в весенне-летний период и понижение – в осенне-зимний. Фазы водного режима растянуты и распластаны. Ритмика годовой цикличности проявляется на фоне преобладающего долгопериодного колебания уровня наполнения озера.

Расчет оценок вероятностных характеристик внутригодового хода анализируемых процессов проводится по формулам 4.3–4.5 с использованием программы ПКСП. Графики оценок $m_{\xi}^*(t)$, $D_{\xi}^*(t)$ приведены на рисунках 4.5–4.8, а их значения – в таблицах 4.2–4.3.

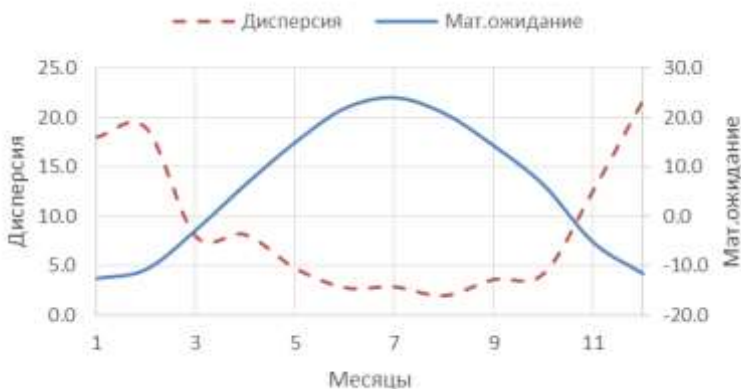


Рис. 4.5. Графики оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода температуры воздуха.

Таблица 4.2

Значения оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода температуры воздуха

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m^*(t)$	-12,5	-10,7	-2,8	6,5	15,0	21,9	24,0	20,9	14,3	6,4	-5,3	-11,5
$D^*(t)$	18,0	18,9	8,0	8,2	4,8	2,8	2,9	2,0	3,7	4,2	12,6	21,7

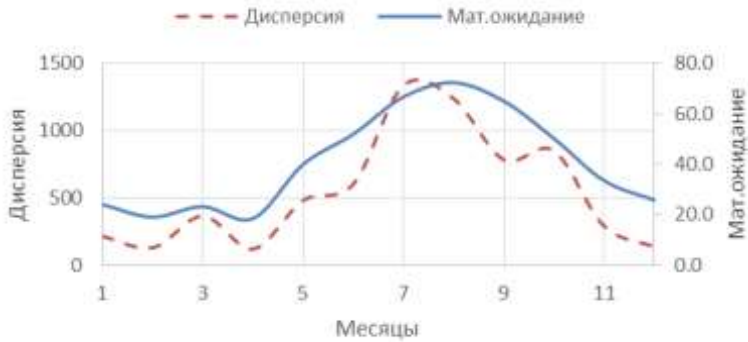


Рис. 4.6. График оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода осадков.

Таблица 4.3

Значения оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода осадков

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m^*(t)$	24,1	19,1	23,3	18,5	40,0	51,9	66,7	72,3	65,0	50,1	33,5	25,8
$D^*(t)$	211	128	363	118	479	600	1333	1235	782	849	289	134

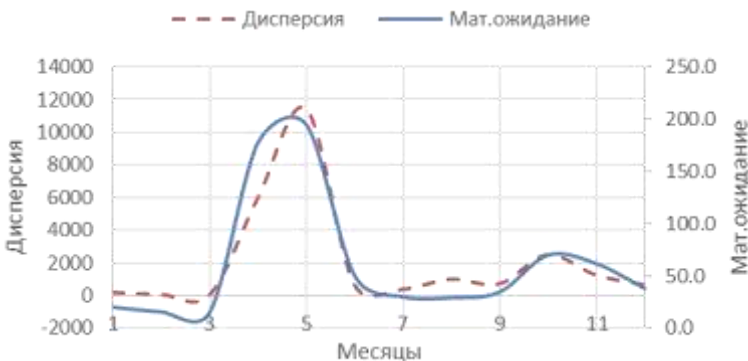


Рис. 4.7. Графики оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода речного стока.

Таблица 4.4

Значения оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода
расходов воды

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m^*(t)$	20,1	15,6	15,0	177	195	50,0	29,9	29,0	34,6	70,0	61,7	38,0
$D^*(t)$	184	70	40	5985	11458	649	389	1011	723	2508	1256	653

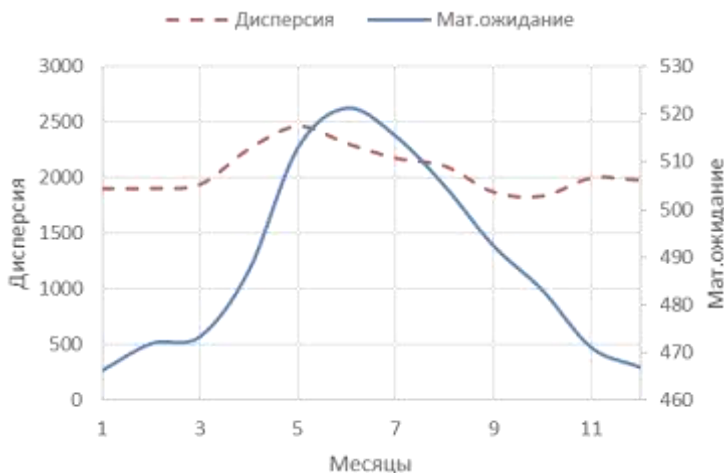


Рис. 4.8. Графики оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода уровней воды Ладожского озера.

Таблица 4.5

Значения оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода
уровней воды Ладожского озера

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$m^*(t)$	466	472	473	487	513	521	515	505	492	483	471	467
$D^*(t)$	1903	1907	1944	2265	2466	2310	2178	2107	1872	1838	2001	1980

Графики оценок корреляционных зависимостей внутригодовой и межгодовой изменчивости $K_{\xi}^*(t, \tau)$ в качестве примера приведены для двух процессов: температуры воздуха и уровней воды в Ладожском озере на рисунках 4.9–4.12, а их значения – в таблицах 4.6–4.9.

Таблица 4.6

Матрица корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости температуры воздуха на метеостанции Тихвинка, $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ мес.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-12	-0,19	0,02	-0,27	0,20	0,11	0,09	-0,20	-0,01	-0,09	0,20	0,04	-0,03
-11	-0,28	0,05	-0,06	0,08	0,13	-0,12	0,21	0,01	-0,18	0,06	-0,11	0,28
-10	0,13	0,28	0,15	0,06	0,19	0,14	0,05	-0,18	-0,16	-0,10	0,05	0,04
-9	-0,04	0,16	0,04	-0,02	0,18	0,02	0,04	0,31	-0,03	0,05	-0,22	-0,07
-8	0,25	-0,07	-0,17	0,06	0,01	-0,28	-0,12	0,32	0,19	-0,15	-0,15	-0,01
-7	-0,16	-0,08	0,19	0,12	-0,34	0,01	0,16	0,00	-0,14	-0,27	-0,05	0,08
-6	-0,05	0,14	0,03	-0,01	-0,12	0,13	0,23	0,05	0,19	-0,06	-0,17	-0,11
-5	0,19	0,09	-0,23	-0,23	0,01	0,02	-0,03	0,10	0,12	-0,12	-0,38	0,25
-4	-0,01	-0,23	-0,15	-0,18	-0,12	0,01	0,32	0,04	0,09	-0,27	0,00	0,11
-3	-0,06	0,01	0,12	-0,16	0,07	0,24	0,10	0,12	0,30	-0,10	-0,03	0,15
-2	0,17	0,07	0,14	0,14	-0,16	0,06	0,30	0,36	0,28	-0,12	-0,27	-0,07
-1	0,06	0,29	0,21	0,33	0,19	0,20	0,03	0,06	0,00	-0,12	0,16	0,28
	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1	0,29	0,21	0,33	0,19	0,20	0,03	0,06	0,00	-0,12	0,16	0,28	0,06
2	0,14	0,14	-0,16	0,06	0,30	0,36	0,28	-0,12	-0,27	-0,07	0,17	0,07
3	-0,16	0,07	0,24	0,10	0,12	0,30	-0,10	-0,03	0,15	-0,06	0,01	0,12
4	-0,12	0,01	0,32	0,04	0,09	-0,27	0,00	0,11	-0,01	-0,23	-0,15	-0,18
5	0,02	-0,03	0,10	0,12	-0,12	-0,38	0,25	0,19	0,09	-0,23	-0,23	0,01
6	0,23	0,05	0,19	-0,06	-0,17	-0,11	-0,05	0,14	0,03	-0,01	-0,12	0,13
7	0,00	-0,14	-0,27	-0,05	0,08	-0,16	-0,08	0,19	0,12	-0,34	0,01	0,16
8	0,19	-0,15	-0,15	-0,01	0,25	-0,07	-0,17	0,06	0,01	-0,28	-0,12	0,32
9	0,05	-0,22	-0,07	-0,04	0,16	0,04	-0,02	0,18	0,02	0,04	0,31	-0,03
10	0,05	0,04	0,13	0,28	0,15	0,06	0,19	0,14	0,05	-0,18	-0,16	-0,10
11	0,28	-0,28	0,05	-0,06	0,08	0,13	-0,12	0,21	0,01	-0,18	0,06	-0,11
12	-0,19	0,02	-0,27	0,20	0,11	0,09	-0,20	-0,01	-0,09	0,20	0,04	-0,03

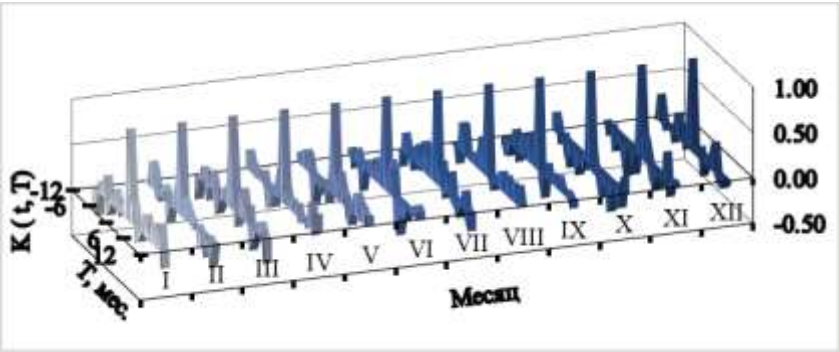


Рис. 4.9. Графики оценок $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ месяц температуры воздуха.

Таблица 4.7

Матрица корреляционных зависимостей межгодовой изменчивости температуры воздуха на метеостанции Тихвинка, $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ год

	I	II	III	IV	V	VI
0	1	1	1	1	1	1
12	-0,19	0,021	-0,27	0,20	0,11	0,085
24	0,27	0,16	0,023	0,002	0,15	0,12
36	0,14	-0,10	0,094	-0,25	0,21	-0,084

	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	1	1	1	1	1	1
12	-0,20	-0,010	-0,088	0,19	0,037	-0,028
24	0,083	0,080	-0,20	0,21	-0,021	-0,025
36	0,11	-0,042	0,13	-0,022	0,13	-0,11

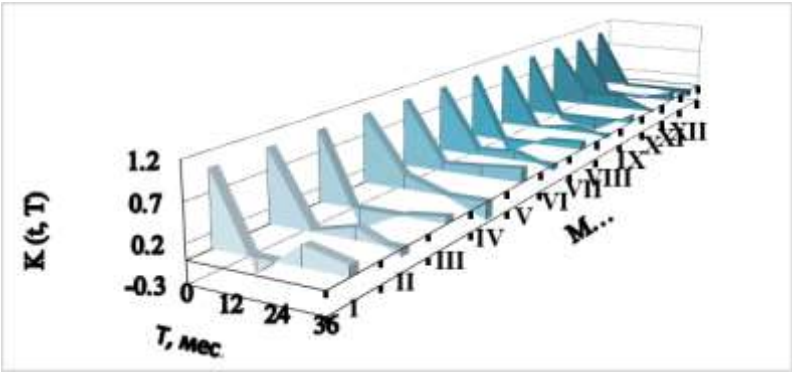


Рис. 4.10. Графики оценок $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ год температуры воздуха.

Таблица 4.8

Матрица корреляционных зависимостей внутригодовой изменчивости уровней воды Ладожского озера, $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ мес.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
-12	0,35	0,46	0,48	0,50	0,53	0,48	0,52	0,48	0,53	0,39	0,43	0,50
-11	0,35	0,49	0,54	0,53	0,56	0,55	0,57	0,55	0,54	0,46	0,53	0,54
-10	0,38	0,55	0,57	0,57	0,61	0,59	0,62	0,56	0,63	0,55	0,55	0,57
-9	0,47	0,57	0,62	0,64	0,65	0,65	0,63	0,66	0,72	0,54	0,61	0,58
-8	0,50	0,62	0,69	0,68	0,71	0,66	0,72	0,75	0,67	0,62	0,62	0,62
-7	0,54	0,69	0,74	0,76	0,72	0,76	0,80	0,70	0,78	0,64	0,65	0,65
-6	0,60	0,74	0,81	0,76	0,81	0,83	0,73	0,82	0,79	0,69	0,69	0,70
-5	0,66	0,82	0,80	0,88	0,87	0,76	0,86	0,83	0,83	0,74	0,75	0,76
-4	0,74	0,81	0,92	0,91	0,79	0,89	0,88	0,86	0,89	0,79	0,81	0,81
-3	0,74	0,93	0,96	0,88	0,91	0,91	0,89	0,92	0,92	0,84	0,85	0,88
-2	0,86	0,97	0,91	0,95	0,93	0,92	0,96	0,96	0,96	0,87	0,92	0,87
-1	0,89	0,91	0,99	0,96	0,95	0,98	0,99	0,98	0,98	0,91	0,89	0,98
0	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
1	0,91	0,99	0,96	0,95	0,98	0,99	0,98	0,98	0,91	0,89	0,98	0,89
2	0,91	0,95	0,93	0,92	0,96	0,96	0,96	0,87	0,92	0,87	0,86	0,97
3	0,88	0,91	0,91	0,89	0,92	0,92	0,84	0,85	0,88	0,74	0,93	0,96
4	0,79	0,89	0,88	0,86	0,89	0,79	0,81	0,81	0,74	0,81	0,92	0,91
5	0,76	0,86	0,83	0,83	0,74	0,75	0,76	0,66	0,82	0,80	0,88	0,87
6	0,73	0,82	0,79	0,69	0,69	0,70	0,60	0,74	0,81	0,76	0,81	0,83
7	0,70	0,78	0,64	0,65	0,65	0,54	0,69	0,74	0,76	0,72	0,76	0,80
8	0,67	0,62	0,62	0,62	0,50	0,62	0,69	0,68	0,71	0,66	0,72	0,75
9	0,54	0,61	0,58	0,47	0,57	0,62	0,64	0,65	0,65	0,63	0,66	0,72
10	0,55	0,57	0,38	0,55	0,57	0,57	0,61	0,59	0,62	0,56	0,63	0,55
11	0,54	0,35	0,49	0,54	0,53	0,56	0,55	0,57	0,55	0,54	0,46	0,53
12	0,35	0,46	0,48	0,50	0,53	0,48	0,52	0,48	0,53	0,39	0,43	0,50

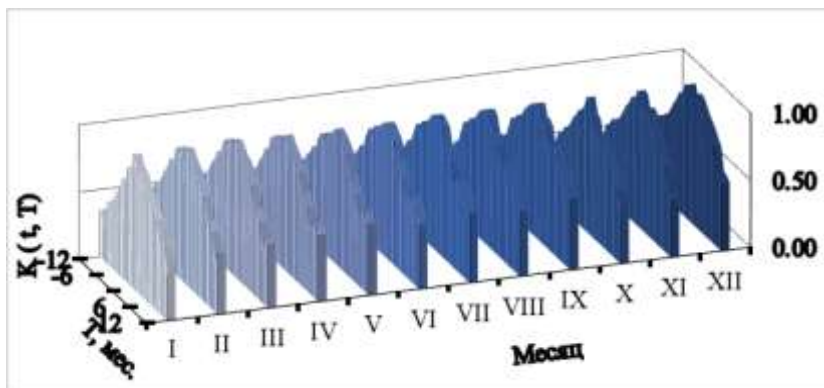


Рис. 4.11. Графики оценок $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ месяц уровней воды Ладожского озера.

Таблица 4.9

Матрица корреляционных зависимостей межгодовой изменчивости уровней воды Ладожского озера, $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ год

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
12	0,35	0,46	0,48	0,50	0,53	0,48	0,52	0,49	0,53	0,39	0,43	0,50
24	-0,03	0,00	0,05	0,19	0,11	0,03	0,08	0,11	0,15	0,06	0,01	0,05
36	-0,04	-0,00	-0,01	0,10	0,02	-0,04	0,02	0,08	0,15	0,22	0,11	0,05

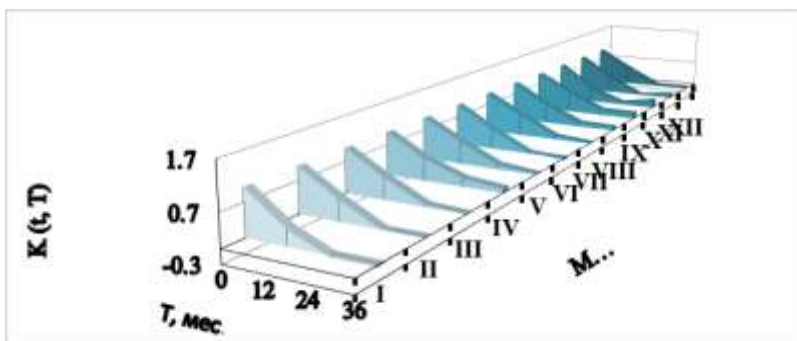


Рис. 4.12. Графики оценок $K(t, \tau)$, $\tau = 1$ год уровней воды Ладожского озера.

Вывод

Графики оценок математического ожидания и дисперсии внутригодового хода анализируемых процессов повторяют особенности, отмеченные при анализе рядов средних месячных значений, и дают их количественные оценки. Совместный анализ графиков оценок

$m_{\xi}^*(t)$, $D_{\xi}^*(t)$ позволяют установить тип межгодовой изменчивости процессов. В случае когерентности этих графиков изменчивость происходит в виде амплитудной модуляции, т. е. ослабления или усиления интенсивности основных элементов внутригодового хода, в случае некогерентности – в виде наложения долгопериодного колебания или частотно-фазовой модуляции.

Графики оценок $m_{\xi}^*(t)$, $D_{\xi}^*(t)$ температуры воздуха находятся в противофазе. Максимум дисперсии наблюдается в зимние месяцы, минимум – летом, что отражает большую изменчивость от года к году зимних температур, чем летних. Кривые оценок математического ожидания и дисперсии когерентны для осадков и речного стока, что свидетельствует о межгодовой изменчивости этих процессов преимущественно в виде амплитудной модуляции характерных элементов внутригодового хода, и некогерентны для колебаний уровня воды в озере, что отражает наличие во временной структуре процесса преобладающего долгопериодного колебания.

Графики оценок корреляционных зависимостей внутригодовой и межгодовой изменчивости температуры воздуха, атмосферных осадков и расходов воды достаточно быстро затухают на начальном участке и продолжают флуктуировать с незначительными отклонениями от нулевого уровня в дальнейшем. Для речного стока интенсивнее затухают связи в весенние и осенние месяцы, в периоды половодья и паводков, чем в летние и зимние месяцы, в периоды межени. Коэффициенты корреляции достигают значения 0,7 в июле и 0,8 в декабре.

Процесс колебания уровней Ладожского озера обладает высокой внутригодовой коррелированностью. При временном сдвиге $\tau=1$ месяц коэффициенты корреляции для всех месяцев года близки к 1. Связи медленно затухают от месяца к месяцу, что отражает наличие во временной структуре процесса долгопериодного колебания.

Графики оценок корреляционных зависимостей межгодовой изменчивости уровней Ладожского озера достаточно быстро затухают на начальном участке (имеют вид затухающих косинусоид), продолжая флуктуировать около нулевого уровня. Коэффициенты корреляции также малы, менее 0,6.

Практическое задание № 2

«Квантильный анализ многолетней изменчивости гидрометеорологических процессов»

5.1. Теоретическая часть

Многими полезными свойствами при анализе многолетней изменчивости гидрометеорологических процессов обладает квантильный анализ рядов средних годовых значений, расположенных в порядке возрастания.

При этом каждый временной ряд рассматривается как реализация случайного процесса $x(t)$, за основную вероятностную характеристику которого принимается функция распределения $F(x_p)$ и ее квантили x_p . Наибольший интерес представляют пять квантилей $x_{\min}$, $x_{0,25}$, $x_{0,5}$, $x_{0,75}$, $x_{\max}$.

Алгоритмы оценивания перечисленных характеристик следующие: $x_{\min}$, $x_{\max}$ – крайние члены ранжированного (выстроенного в порядке возрастания или убывания) ряда; $x_{0,5}$ – медиана, которая при неизвестном законе распределения вычисляется по формулам:

$$x_{0,5} = \begin{cases} x_{(n+1)/2}, & \text{если } n - \text{нечетное} \\ 0,5(x_{n/2} + x_{n/2+1}), & \text{если } n - \text{четное} \end{cases}$$

где $x_{0,25}$, $x_{0,75}$ – медианы соответствующих половин ранжированного ряда.

Анализ крайних членов $x_{\min}$, $x_{\max}$ требует чрезвычайной осторожности, поскольку они подвержены сильному влиянию выборочной изменчивости, обусловленной ошибками измерения исходных величин. Значительно большей устойчивостью обладает размах $R = x_{\max} - x_{\min}$, характеризующий ширину выборочного распределения данных.

Медиана $x_{0,5}$, являясь центральным членом ранжированного ряда, характеризует центр распределения данных в выборке. Набор квантилей $x_{0,25}$, $x_{0,5}$, $x_{0,75}$ фиксирует «норму» изменчивости анализируемого параметра, $x_{0,25}$ – нижний, а $x_{0,75}$ – верхний ее пределы. Величина:

$$Q = x_{0,75} - x_{0,25},$$

где Q – интерквартильное расстояние, служит мерой разброса в пределах «нормы».

Значения анализируемого параметра, выходящие за квартили $x_{0,25}$, $x_{0,75}$ рассматриваются как особые; значения, выходящие за верхний (x_v) и нижний (x_n) внутренние барьеры, вычисляемые по формулам:

$$x_v = x_{0,75} + 1,5Q$$

$$x_n = x_{0,25} - 1,5Q$$

интерпретируются как экстремальные значения.

В качестве оценки центра распределения данных в выборке в работе также рассчитываются среднее арифметическое значение m и трехсреднее значение T^* , а в качестве оценок масштаба распределения – дисперсия D или стандарт σ . Трехсреднее значение вычисляется по известной формуле Тьюки:

$$T^* = 0,25(x_{0,25} + 2x_{0,5} + x_{0,75})$$

Сопоставление среднего m с медианой $x_{0,5}$ и стандарта σ с интерквартильным расстоянием $0,74Q$ дает возможность получить предварительную информацию о типе и параметрах распределения данных в выборке. При симметричности распределения среднее и медиана равны с точностью до выборочной изменчивости. Чем асимметричнее распределение, тем больше отклоняется среднее от медианы.

Сопоставление оценок среднего и медианы, стандарта и интерквартильного расстояния удобно проводить графически. Для этого на график наносятся точки, абсциссы которых соответствуют среднему или стандарту, а ординаты – медиане или интерквартильному расстоянию. Если точки группируются около биссектрисы координатного угла, можно считать, что соотношения Q к σ и $x_{0,5}$ к m такое же, как у нормального распределения данных.

В качестве другой характеристики асимметрии полезно использовать следующий параметр:

$$A_s = [(x_{0,75} - x_{0,5}) - (x_{0,5} - x_{0,25})]/(2Q).$$

Расчеты доверительных интервалов A_s , вычисленные по смоделированным нормальным рядам показали, что выборку целесообразно считать симметричной, если $-0,31 < A_s < 0,25$, имеющей левую асимметрию, если $A_s < -0,31$ или правую при $A_s > 0,25$.

Если при анализе ряда $x(t)$ на отрезках времени в несколько лет или десятилетий проявляются определенные тенденции к увеличению или уменьшению значений, и при этом можно выявить факторы, формирующие то или иное изменение, появляются основания для выделения трендов $M(t)$. Для того чтобы сформулировать понятие тренда по отношению к процессу $x(t)$ воспользуемся выражением:

$$x(t) = M(t) + x^o(t),$$

где $M(t)$ – медленно меняющаяся, гладкая функция, под которой наиболее часто понимается переменное математическое ожидание случайного процесса $x(t)$; $x^o(t)$ – отклонение от тренда – стационарный случайный процесс. В этом случае появляется возможность выделения периодов локальной по отношению к математическому ожиданию нестационарности процесса $x(t)$.

Периоды локальной нестационарности временных рядов гидрометеорологических характеристик целесообразно выделять с использованием низкочастотной фильтрации Баттерворта. При этом рекомендуется применять цифровую тангенсную низкочастотную фильтрацию. Это связано с тем, что тангенсная фильтрация обладает такими преимуществами, как простота вычисления коэффициентов передаточной функции фильтра и большая крутизна ее амплитудно-частотной характеристики вблизи частоты среза.

Одной из исчерпывающих характеристик фильтра является его передаточная функция $H(\omega)$, которая рассчитывается по формуле:

$$H(\omega) = Y(\omega)/X(\omega) = \sum_{k=0}^K \beta_k z^{-k} / (1 + \sum_{l=1}^L \alpha_l z^{-l}), \quad (5.1)$$

где $z = \exp(i\omega\Delta)$; Δ – интервал дискретизации рядов $\{x_i\}$ и $\{y_i\}$; $X(\omega)$ и $Y(\omega)$ – их Фурье-изображение.

Передаточная функция фильтра $H(\omega)$ выражает связь между частотными представлениями рядов $\{x_i\}$ и $\{y_i\}$ и имеет значения в комплексной области, т. е. $H(\omega)$ можно представить в виде:

$$H(\omega) = |H(\omega)| \exp(i\varphi(\omega)), \quad (5.2)$$

$$H(\omega) = (b_0 + b_1 z^{-1} + b_2 z^{-2})^M / \prod_{m=1}^{M_1} (1 + a_1 z^{-1} + a_2 z^{-2}), \quad (5.3)$$

где величина $M = 2M_1$ называется порядком передаточной функции или порядком фильтра.

При таком представлении функцию $|H(\omega)|$ называют амплитудно-частотной характеристикой фильтра. В каждой точке частотного диапазона она выражает отношение амплитуд гармоник отфильтрованного и неотфильтрованного ряда с данной частотой. Функцию $\varphi(\omega)$ называют фазово-частотной характеристикой фильтра. Она выражает зависимость сдвига фаз от частоты в отфильтрованном и неотфильтрованном рядах.

Тангенсные цифровые фильтры Баттерворта имеют передаточную функцию вида (5.3), что позволяет применять вышеуказанный метод фильтрации, обладающий рекуррентным способом вычисления отфильтрованного ряда и возможностью повышения порядка фильтра за счет увеличения числа уравнений.

Тангенсный низкочастотный фильтр Баттерворта порядка M имеет амплитудно-частотную характеристику:

$$|H(\omega)| = 1 / (1 + [\operatorname{tg}(\omega\Delta/2) / \operatorname{tg}(\omega_c\Delta/2)]^{2M})^{1/2}, \quad (5.4)$$

где ω_c — частота среза.

5.2. Исходные данные

Расходы воды			
год	ср.год.	II	IV
1882	12,5	4,66	49,9
1883	16,9	3,53	39,7
1884	18,1	6,14	21,7
1885	16,9	5,75	33,2
1886	12,4	4,49	63,3
1887	18,3	4,98	15,8
1888	24,9	5,17	86,4
1889	20,8	5,63	97,5
1890	15,8	4,02	52,9
1891	10,4	5,00	27,4
1892	21,0	4,68	54,6
1893	16,9	5,14	11,6
1894	28,9	7,65	99,8
1895	19,1	5,78	41,7
1896	15,2	5,15	36,1
1897	11,6	4,93	68,7
1898	21,5	5,72	61,6
1899	27,8	3,68	93,9
1900	20,5	7,75	65,8
1901	18,8	6,42	99,6
1902	23,9	5,44	43,2
1903	31,5	6,69	130
1904	20,2	5,40	49,5
1905	22,3	6,84	83,4
1906	17,4	6,38	84,2
1907	15,2	5,24	49,0
1908	22,2	4,17	52,2
1909	18,2	4,47	38,3
1910	14,4	6,69	73,1
1911	21,6	5,45	53,9
1912	16,4	4,49	49,0
1913	17,7	3,96	85,6
1914	18,2	16,9	70,4
1915	18,5	5,00	82,1
1916	20,3	5,13	74,7
1917	19,9	4,29	77,5
1918	25,2	8,25	90,3
1919	17,1	5,05	82,7
1920	13,2	4,26	83,9
1921	15,2	3,58	91,9

Температура воздуха			
год	ср.год.	I	VII
1924	5,40	-11,8	26,6
1925	5,63	-7,5	20,6
1926	6,55	-9,0	25,5
1927	5,53	-13,4	22,0
1928	5,18	-10,8	23,9
1929	3,54	-16,4	22,3
1930	4,55	-13,2	22,8
1931	4,20	-16,1	20,8
1932	7,15	-7,0	27,2
1933	3,99	-21,1	23,7
1934	5,26	-9,6	21,0
1935	4,59	-13,4	25,5
1936	4,43	-17,5	23,4
1937	3,32	-15,8	23,5
1938	4,80	-17,7	23,2
1939	6,68	-12,4	22,4
1940	5,26	-24,4	23,0
1941	5,13	-9,1	22,3
1942	5,77	-12,9	25,7
1943	6,55	-15,2	24,9
1944	5,79	-11,3	24,0
1945	6,13	-16,1	25,2
1946	5,78	-9,3	23,8
1947	3,78	-22,6	23,8
1948	6,42	-7,8	25,9
1949	6,33	-7,7	23,3
1950	5,58	-14,3	25,8
1951	5,73	-14,7	25,3
1952	4,48	-8,3	24,7
1953	6,75	-11,7	26,3
1954	4,00	-13,5	20,8
1955	5,96	-9,4	23,6
1956	4,53	-15,3	25,1
1957	5,73	-10,8	24,3
1958	6,03	-12,7	25,6
1959	5,88	-9,7	24,4
1960	4,86	-14,1	21,9
1961	6,19	-10,2	23,8
1962	7,71	-6,5	25,9
1963	7,28	-9,7	24,1

Уровни Ладожского озера			
год	ср.год.	XII	VI
1881	507	478	571
1882	474	420	511
1883	441	463	453
1884	487	447	522
1885	459	451	493
1886	457	418	489
1887	435	444	453
1888	496	493	529
1889	514	472	556
1890	459	435	477
1891	440	409	469
1892	454	477	466
1893	491	484	521
1894	515	502	542
1895	505	473	528
1896	483	462	510
1897	469	416	506
1898	456	473	478
1899	567	570	616
1900	578	520	623
1901	519	447	570
1902	496	526	501
1903	576	572	605
1904	564	537	587
1905	576	565	619
1906	557	485	606
1907	475	438	504
1908	447	453	453
1909	466	456	488
1910	469	435	505
1911	481	478	524
1912	502	475	544
1913	490	441	532
1914	455	400	500
1915	441	411	471
1916	443	451	469
1917	484	490	510
1918	516	485	543
1919	480	435	519
1920	441	390	487

Уровни озера Ильмень			
год	ср.год.	III	V
1945	176	60	310
1946	200	50	501
1947	131	8	395
1948	142	39	349
1949	165	82	336
1950	191	28	343
1951	180	123	390
1952	150	-10	210
1953	325	169	430
1954	191	139	281
1955	234	142	527
1956	297	163	700
1957	435	301	593
1958	409	332	659
1959	369	328	640
1960	299	156	503
1961	373	417	521
1962	420	233	628
1963	315	288	479
1964	255	181	433
1965	303	204	552
1966	359	203	741
1967	301	200	491
1968	351	206	609
1969	289	184	497
1970	299	213	535
1971	284	226	436
1972	248	153	365
1973	275	178	389
1974	322	308	442
1975	345	393	522
1976	313	163	522
1977	329	208	520
1978	362	228	584
1979	316	252	533
1980	297	190	472
1981	362	295	545
1982	364	310	573
1983	343	331	527
1984	336	268	511

5.3. Расчетная часть

5.3.1. Расходы воды

Таблица 5.1

Вероятностные характеристики расхода воды р. Тихвинка – д. Горелуха за период 1882–1921 гг. (40 лет)

	$x_{\min}$	$x_{0,25}$	$x_{0,5}$	$x_{0,75}$	$x_{\max}$	R	Q	T^*	x_B	x_H	m	СКО	$0,74Q$
Ср.год.	10,4	16,1	18,3	21,2	31,5	21,1	5,1	18,5	28,9	8,4	18,9	4,6	3,8
Февраль	3,5	4,5	5,1	6,0	16,9	13,4	1,5	5,2	8,2	2,3	5,6	2,1	1,1
Апрель	11,6	46,1	64,6	84,1	130,0	118,4	38,0	64,8	141,0	-10,8	64,2	26,4	28,1

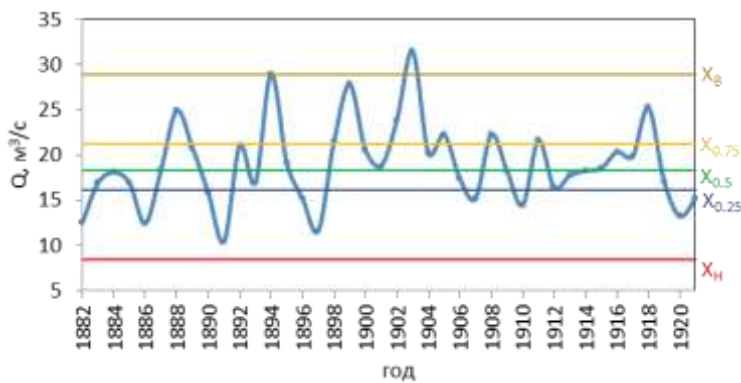


Рис. 5.1. График среднегодовых расходов воды р. Тихвинка – д. Горелуха за период 1882–1921 гг. (40 лет).

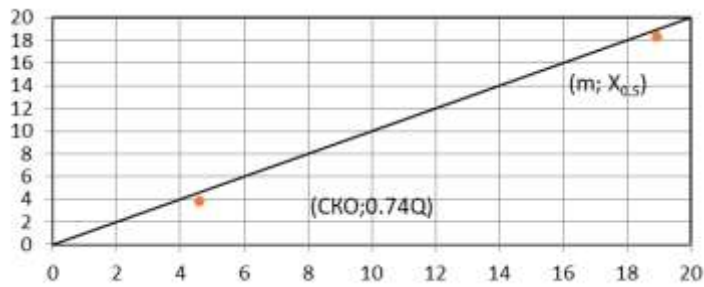


Рис. 5.2. График оценки распределения для среднегодовых расходов воды.

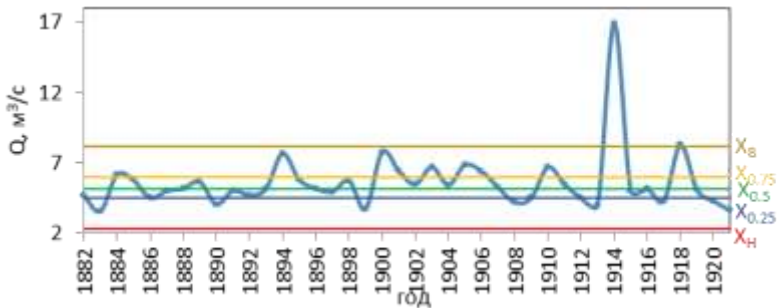


Рис. 5.3. График средних месячных (февраль) расходов воды р. Тихвинка – д. Горелуха за период 1882–1921 гг. (40 лет).

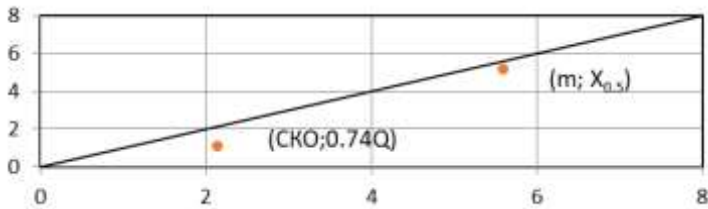


Рис. 5.4. График оценки распределения для средних месячных расходов воды (февраль).

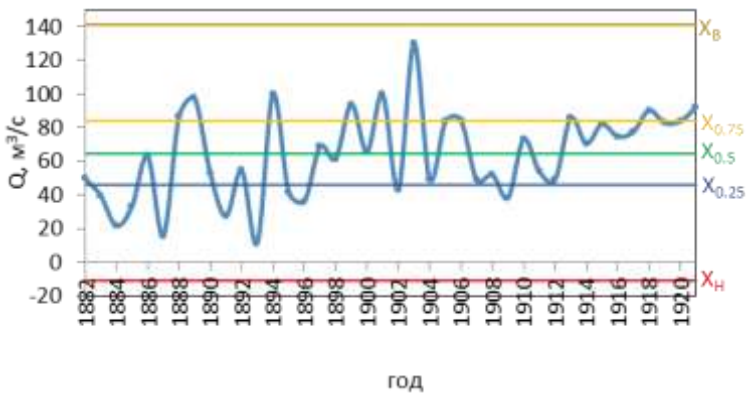


Рис. 5.5. График средних месячных (апрель) расходов воды р. Тихвинка – д. Горелуха за период 1882–1921 гг. (40 лет).

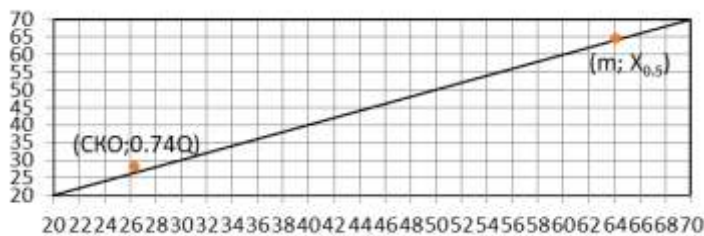


Рис. 5.6. График оценки распределения для среднемесячных расходов воды (апрель).

Вывод: сопоставляя m и $x_{0,5}$, σ и $0,74Q$, на рис. 5.2, 5.4, 5.6 графически видно, что точки группируются около биссектрисы координатного угла, следовательно, распределение можно считать нормальным.

При оценке распределения для среднегодовых расходов воды (см. рис. 5.2) в выборку вошли экстремально многоводные годы – 1894 и 1903 гг.

На графике среднемесячных расходов воды р. Тихвинка – д. Горелуха за февраль за период 1882–1921 гг. (см. рис. 5.3) видны экстремально многоводные годы – 1914 и 1918 гг.

График среднемесячных расходов воды за апрель (см. рис. 5.5) показывает отсутствие в выборке экстремально многоводных или маловодных лет.

Таблица 5.2

Многоводные годы

Ср.год. $x_{0,75}=21,2$	Февраль $x_{0,75}=6,0$	Апрель $x_{0,75}=84,1$
	1884	
1888		1888–1889

Таблица 5.3

Маловодные годы

Ср.год. $x_{0,25}=16,1$	Февраль $x_{0,25}=4,5$	Апрель $x_{0,25}=46,1$
1882		
	1883	1883–1885
1886	1886	
		1887
1890–1891	1890	1891

Ср.год. $x_{0,75}=21,2$	Февраль $x_{0,75}=6,0$	Апрель $x_{0,75}=84,1$
1894	1894	1894
1898–1899		1899
	1900–1901	1901
1902–1903	1903	1903
1905	1905–1906	1906
1908		
	1910	
1911		
		1913
	1914	
1918	1918	1918
		1921

Ср.год. $x_{0,25}=16,1$	Февраль $x_{0,25}=4,5$	Апрель $x_{0,25}=46,1$
		1893
		1895–1896
1896–1897		
	1899	
		1902
1907		
	1908–1909	1909
1910		
	1912–1913	
	1917	
1920–1921	1920–1921	

5.3.2 Температура воздуха

Таблица 5.4

Вероятностные характеристики температуры воздуха ст. р. Тихвинка – г. Тихвин за период 1924–1963 гг. (40 лет)

	$x_{\min}$	$x_{0,25}$	$x_{0,5}$	$x_{0,75}$	$x_{\max}$	R	Q	T^*	x_B	x_H	m	СКО	$0,74Q$
Ср.год.	3,3	4,57	5,61	6,16	7,7	4,4	1,6	5,5	8,5	2,2	5,5	1,1	1,2
Январь	–24,4	–15,3	–12,6	–9,5	–6,5	17,9	5,8	–12,5	–0,9	–23,9	–12,8	4,2	4,3
Июль	20,6	22,9	23,9	25,4	27,2	6,6	2,5	24,0	29,2	19,2	23,9	1,7	1,9

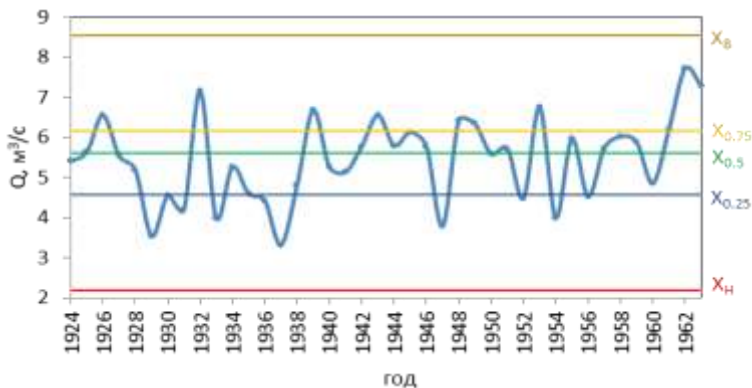


Рис. 5.7. График средних годовых значений температуры воздуха ст. р. Тихвинка – г. Тихвин за период 1924–1963 гг. (40 лет).

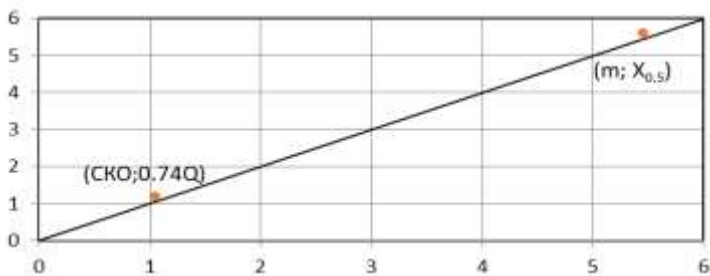


Рис. 5.8. График оценки распределения для средних годовых значений температуры воздуха.

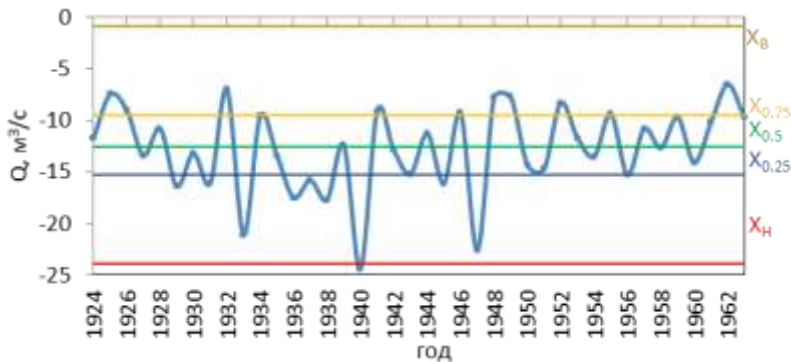


Рис. 5.9. График среднемесячных (январь) значений температуры воздуха ст. р. Тихвинка – г. Тихвин за период 1924–1963 гг. (40 лет).

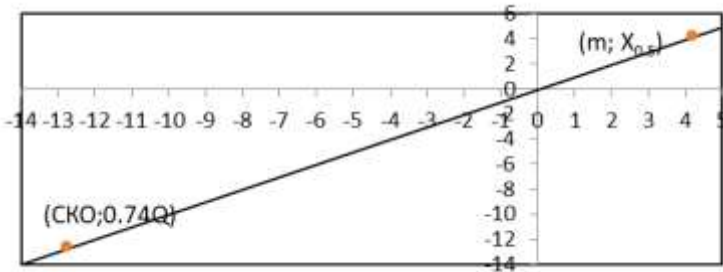


Рис. 5.10. График оценки распределения для среднемесячных значений температуры воздуха (январь).

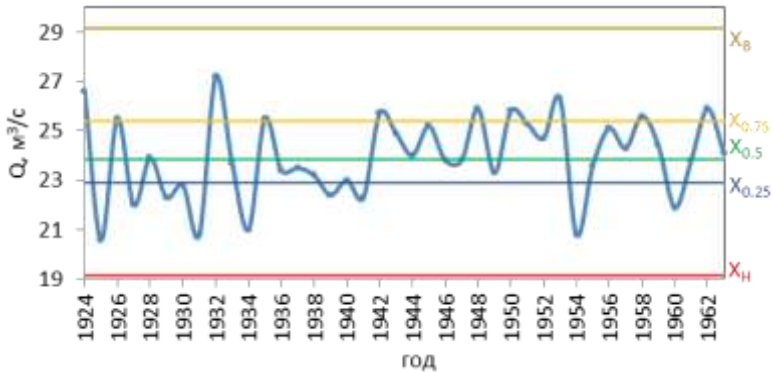


Рис. 5.11. График среднемесячных (июль) значений температуры воздуха ст. р. Тихвинка – г. Тихвин за период 1924–1963 гг. (40 лет).

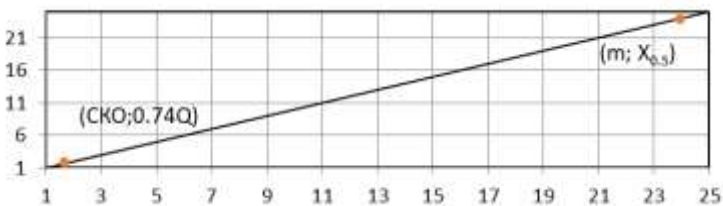


Рис. 5.12. График оценки распределения для среднемесячных значений температуры воздуха (июль).

Вывод: сопоставляя m и $x_{0.5}$, σ и $0.74Q$, на рис. 5.8, 5.10, 5.12 видно, что точки группируются около биссектрисы координатного угла, следовательно, распределение можно считать нормальным.

В ряд среднегодовых значений температуры воздуха ст. р. Тихвинка – г. Тихвин за период 1924–1963 гг. (см. рис. 5.7) не вошли экстремально холодные или теплые годы.

На рис. 5.9 видно, что экстремально низкие температуры воздуха в январе в анализируемой выборке наблюдались в 1940 год. И на рис. 5.11 видно, что экстремальных значений температуры воздуха в июле в выборке нет.

Таблица 5.5

Теплые годы

Ср.год $x_{0,75}=6,16$	Январь $x_{0,75}=-9,5$	Июль $x_{0,75}=25,4$
		1924
1926	1925–1926	1926
1932	1932	1932
		1935
1939		
	1941	
		1942
1943		
	1946	
1948–1949	1948–1949	1948
	1952	
1953		1953
	1955	
		1958
1961–1963	1962	1962

Таблица 5.6

Холодные годы

Ср.год. $x_{0,25}=4,57$	Январь $x_{0,25}=-15,3$	Июль $x_{0,25}=22,9$
		1925
		1927
1929–1931	1929	1929–1931
	1931	
1933	1933	
		1934
1936–1937	1936–1938	
		1939
	1940	
		1941
	1945	
1947	1947	
1952		
1954		1954
1956		
		1960

5.3.3 Уровни воды Ладожского озера

Таблица 5.7

Вероятностные характеристики уровней воды Ладожского озера за период 1881–1920 гг. (40 лет)

	$x_{\min}$	$x_{0,25}$	$x_{0,5}$	$x_{0,75}$	$x_{\max}$	R	Q	T^*	x_B	x_H	m	СКО	$0,74Q$
Ср.год.	435	457	482	510	578	143	53,6	483	591	376	489	41,6	39,7
Декабрь	390	437	463	485	572	182	48,5	462	558	364	467	45,5	35,9
Июнь	453	488	511	544	623	170	56,0	513	628	404	521	48,1	41,4

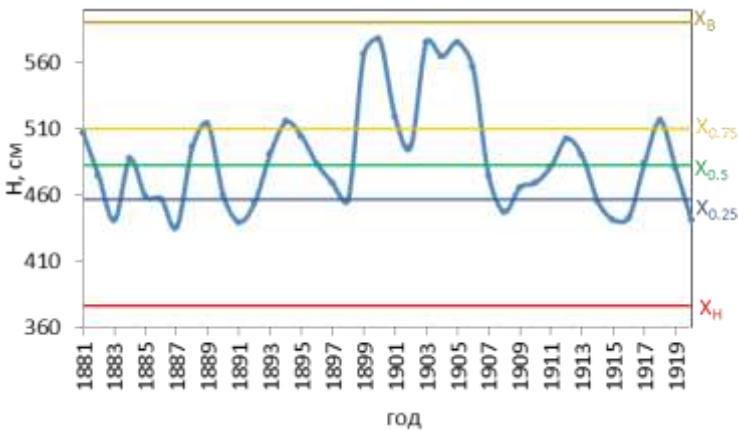


Рис. 5.13. График среднегодовых значений уровней воды Ладожского озера за период 1881–1920 гг. (40 лет).

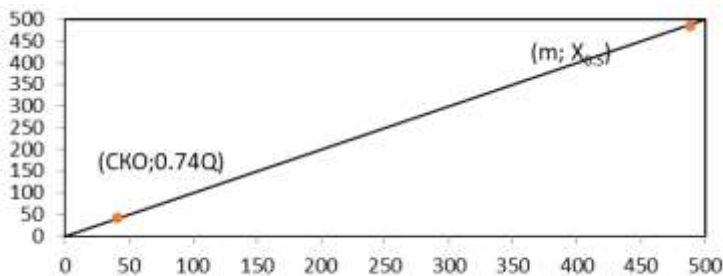


Рис. 5.14. График оценки распределения для среднегодовых значений уровней воды.

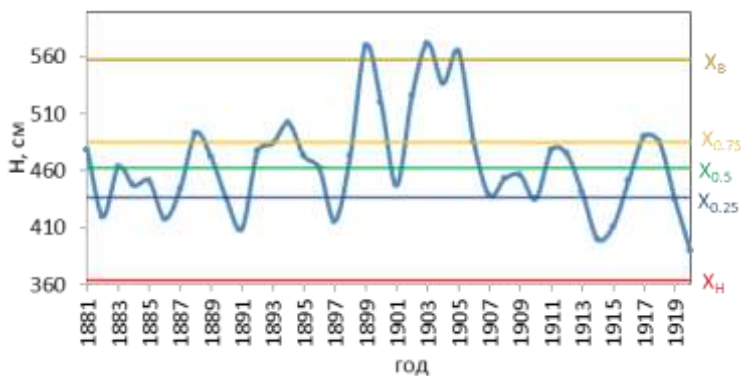


Рис. 5.15. График среднемесячных (декабрь) значений уровней воды Ладожского озера за период 1881–1920 гг. (40 лет).

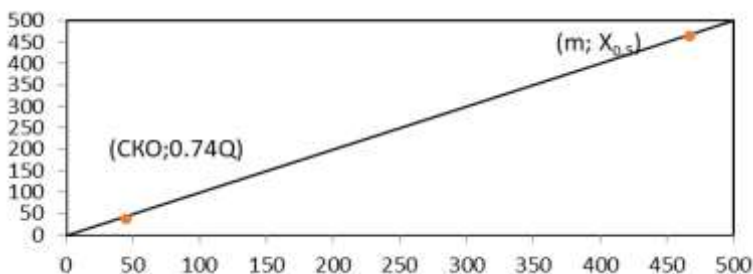


Рис. 5.16. График оценки распределения для среднемесячных значений уровней воды (декабрь).

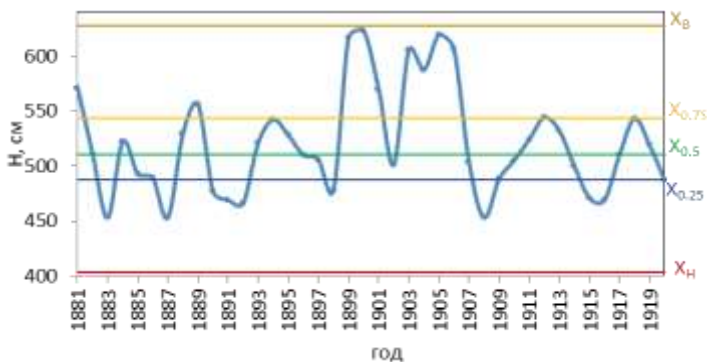


Рис.5.17. График среднемесячных (июнь) значений уровней воды Ладожского озера за период 1881–1920 гг. (40 лет).

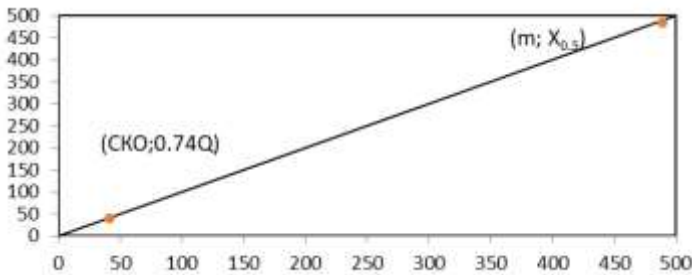


Рис. 5.18. График оценки распределения для среднемесячных значений уровней воды (июнь).

Вывод: сопоставляя m и $x_{0,5}$, σ и $0,74Q$, на рис. 5.14, 5.14 и 5.18 видно, что точки группируются около биссектрисы координатного угла, следовательно, распределение можно считать нормальным.

В выборку среднегодовых значений уровней воды Ладожского озера за период 1881–1920 гг. (см. рис. 5.13) не вошли экстремальные уровни воды.

На рис. 5.15 видно, что экстремально высокие значения уровней воды в декабре в анализируемой выборке наблюдались в 1899, 1903, 1905 годах.

На рис. 5.15 видно, что экстремальных значений уровней воды в июне в выборке нет.

Таблица 5.8

Многоводные годы

Ср.год. $x_{0,75}=510$	Декабрь $x_{0,75}=485$	Июнь $x_{0,75}=544$
		1881
	1888	
1889		1889

Таблица 5.9

Маловодные годы

Ср.год. $x_{0,25}=457$	Декабрь $x_{0,25}=437$	Июнь $x_{0,25}=488$
	1882	
1883		1883
	1886	
1887		1887
	1890–1891	1890–1892
1891–1892		

Ср.год. $x_{0,75}=510$	Декабрь $x_{0,75}=485$	Июнь $x_{0,75}=544$	Ср.год. $x_{0,25}=457$	Декабрь $x_{0,25}=437$	Июнь $x_{0,25}=488$
1894	1894				
				1897	
			1898		1898
1899–1901	1899–1900	1899–1901			
1903–1906	1902–1905	1903–1906			
			1908		1908
				1910	
			1914–1916	1914–1915	1915–1916
	1917				
1918					
			1920	1919–1920	1920

5.3.4. Уровни воды озера Ильмень

Таблица 5.10

Вероятностные характеристики уровней воды озера Ильмень за период 1945–1984 гг. (40 лет)

	$x_{\min}$	$x_{0,25}$	$x_{0,5}$	$x_{0,75}$	$x_{\max}$	R	Q	T^*	x_B	x_H	m	СКО	$0,74Q$
Ср.год	131	241	302	348	435	304	107,7	298	510	79	292	79,1	79,7
Март	–10	148	202	278	417	427	130,5	207	474	–48	199	102,6	96,6
Май	210	413	507	549	741	531	136,0	494	753	209	490	114,7	100,6

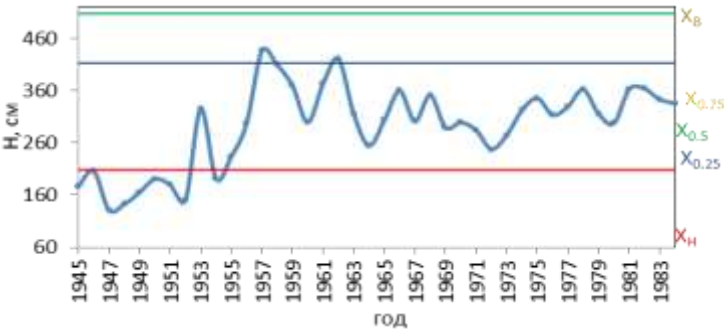


Рис. 5.19. График среднегодовых значений уровней воды озера Ильмень за период 1945–1984 гг. (40 лет).

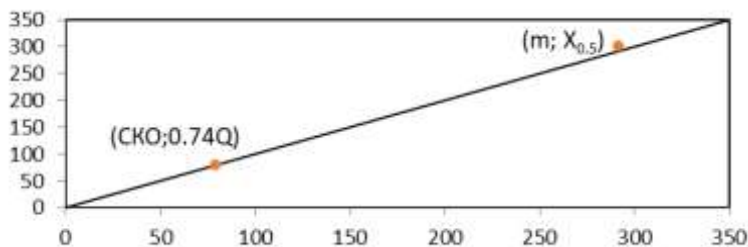


Рис. 5.20. График оценки распределения для среднегодовых значений уровней воды.

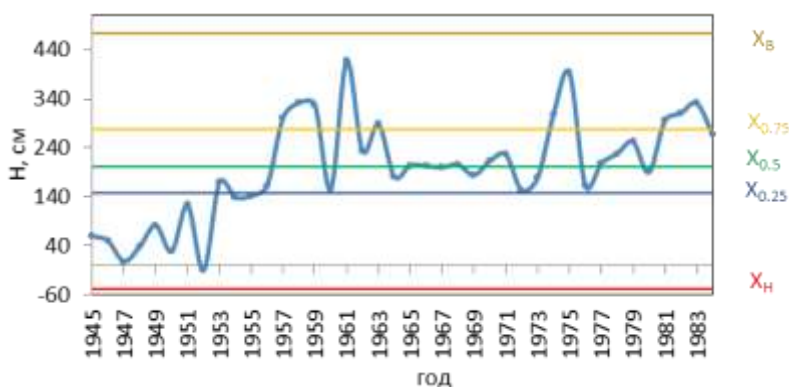


Рис. 5.21. График среднемесячных (март) значений уровней воды озера Ильмень за период 1945–1984 гг. (40 лет).

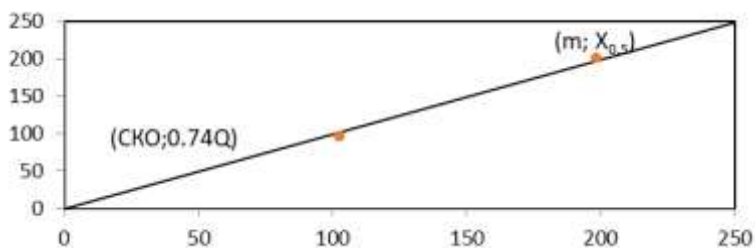


Рис. 5.22. График оценки распределения для среднемесячных значений уровней воды (март).

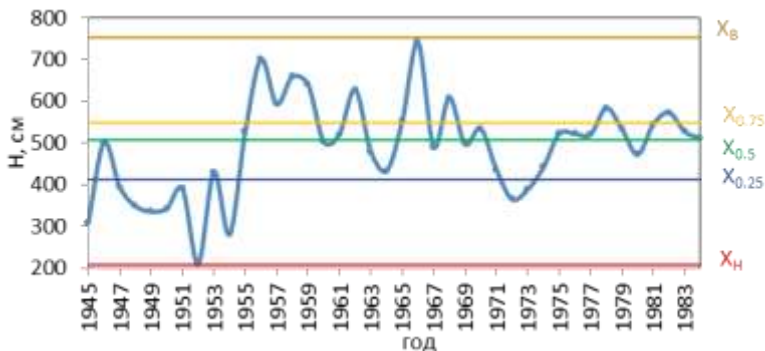


Рис. 5.23. График средних месячных (май) значений уровней воды озера Ильмень за период 1945–1984 гг. (40 лет).

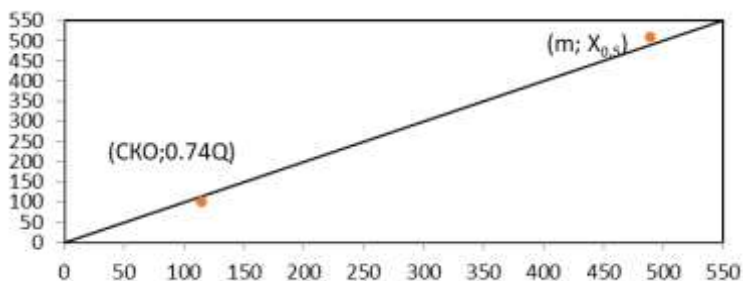


Рис. 5.24. График оценки распределения для средних месячных значений уровней воды (май).

Вывод: сопоставляя m и $x_{0.5}$, σ и $0.74Q$, на рис. 5.20, 5.22 и 5.24 видно, что точки группируются около биссектрисы координатного угла, следовательно, распределение можно считать нормальным.

В выборку среднегодовых значений уровней воды озера Ильмень за период 1945–1984 гг. (см. рис. 5.19) не вошли экстремальные уровни воды.

На рис. 5.21 видно, что экстремально высокие значения уровней воды в марте в анализируемую выборку не вошли.

На рис. 5.23 видно, что экстремально низкие значения уровней воды в мае в выборке наблюдались в 1952 году, а экстремально высокий уровень наблюдался в 1966 году.

Таблица 5.11

Многоводные годы

Ср.год. $x_{0,75}=348$	Март $x_{0,75}=278$	Май $x_{0,75}=549$
1957–1959	1957–1959	1956–1959
1961–1962	1961	
	1963	
1966		1965–1966
		1968
	1974–1975	
1978		1978
1981–1982	1981–1983	1982

Таблица 5.12

Маловодные годы

Ср.год. $x_{0,25}=241$	Март $x_{0,25}=148$	Май $x_{0,25}=413$
1945–1952	1945–1952	1945
		1947–1952
1954–1955	1954–1955	1954
		1972–1973

Практическое задание № 3

«Прогнозирование гидрометеорологических процессов (на примере уровней воды в озерах)»

6.1. Теоретическая часть

В условиях дефицита исходной информации широкие возможности для прогнозирования уровня воды больших озер открывает использование ряда фактических наблюдений с привлечением методов, основанных на экстраполяции естественных колебаний уровня. В этом случае предполагается, что имеется некоторая реализация случайной последовательности в прошлые моменты времени вплоть до данного момента t . Необходимо предсказать значение, относящееся к этой же реализации в будущий момент времени с определенным упреждением m . Прогнозируемое значение рассматривается как некоторая функция от всех известных значений, находящаяся в определенном их классе и имеющая минимальную среднеквадратическую абсолютную ошибку прогнозирования. Заметим, что могут быть и другие критерии качества прогнозирования в зависимости от его цели.

При известной корреляционной функции случайного процесса на экстраполяционную функцию накладывается условие «линейности», поскольку только при этом условии среднеквадратическая ошибка прогнозирования выражается через корреляционную функцию; зная ее, можно найти так называемые экстраполяционные коэффициенты, на которые умножаются значения n элементов последовательности, после чего их сумма дает прогнозируемую величину.

Знание корреляционной функции процесса предполагает и спектральную постановку задачи о линейном экстраполировании стационарной случайной последовательности. Отыскание спектральной характеристики экстраполирования равносильно полному решению задачи прогнозирования. Если при решении практических задач удастся теоретическим путем определить спектральную плотность непрерывного или дискретного временного ряда, то она всегда имеет вид спектральной функции процесса авторегрессии – скользящего среднего (АРСС). Если же спектральную плотность удастся определить

только эмпирическим путем, то ее можно достаточно хорошо аппроксимировать модельной оценкой спектральной функции этого класса процессов.

Обобщением модели АРСС на случай нестационарных временных рядов является модель авторегрессии – проинтегрированного скользящего среднего АРПСС (p, d, q), где p – параметр авторегрессии, d – порядок операции взятия разностей, q – параметр скользящего среднего. Обобщением модели АРПСС на случай сезонных нестационарных рядов является мультипликативная сезонная модель АРПСС (p, d, q) (Ps, ds, Qs), где к параметрам модели АРПСС (p, d, q) добавлены сезонные параметры: сезонный параметр авторегрессии – Ps , сезонная разность – ds , сезонный параметр скользящего среднего – Qs .

Модель авторегрессии (АР)

В этой модели текущие значения случайного процесса выражаются как конечная линейная комбинация предыдущих его значений и белого шума:

$$\overset{\circ}{X}_t = \phi_1 \overset{\circ}{X}_{t-1} + \phi_2 \overset{\circ}{X}_{t-2} + \dots + \phi_p \overset{\circ}{X}_{t-p} + a_t,$$

где $\overset{\circ}{X}_t$ – центрированный случайный процесс, $\overset{\circ}{X}_t = X_t - m_x$; a_t – белый шум с нулевым математическим ожиданием и среднеквадратическим отклонением σ_a .

Модель содержит $p + 2$ параметров: $\phi_1, \phi_2 \dots \phi_p, m_x, \sigma_a$, где m_x – математическое ожидание случайного процесса $X(t)$; $\phi_1, \phi_2 \dots \phi_p$ – коэффициенты модели (константы).

Модель называют моделью авторегрессии p -ого порядка и обозначают $AP(p)$.

Модель скользящего среднего (СС)

Модель скользящего среднего может быть получена из так называемой общей линейной модели (ОЛМ), если предположить, что ОЛМ содержит конечное число членов. В этой модели текущие значения процесса $X(t)$ выражаются через предыдущие значения белого шума $a_{t-1}, a_{t-2} \dots a_{t-q}$:

$$\overset{\circ}{X}(t) = a_t - \psi_1 a_{t-1} - \psi_2 a_{t-2} - \dots - \psi_q a_{t-q}.$$

Модель содержит $q + 2$ параметров: $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_q, m_x, \sigma_a$, где $\overset{\circ}{X}_t$ – центрированный случайный процесс, $\overset{\circ}{X}_t = X_t - m_x$; a_t – белый шум с нулевым математическим ожиданием и среднеквадратическим отклонением σ_a ; $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_q$ – коэффициенты модели (константы).

Выражение называют моделью скользящего среднего q -ого порядка и обозначают $СС(q)$.

Смешанные модели (АРСС)

Иногда целесообразно объединить модели АР и СС. В этом случае мы получаем смешанную модель АРСС(p, q), где p – порядок авторегрессии, q – порядок скользящего среднего. Выражение для АРСС(p, q) имеет вид:

$$\begin{aligned} \overset{\circ}{X}_t = & \phi_1 \overset{\circ}{X}_{t-1} + \phi_2 \overset{\circ}{X}_{t-2} + \dots \\ & + \phi_p \overset{\circ}{X}_{t-p} + a_t - \psi_1 a_{t-1} - \psi_2 a_{t-2} - \dots - \psi_q a_{t-q}. \end{aligned}$$

Такая модель может оказаться подходящей, например, когда наблюдаемый временной ряд является суммой двух или более независимых составляющих, каждая из которых описывается либо моделью АР, либо моделью СС, но которые непосредственно не измеряются.

Модель авторегрессии – проинтегрированного скользящего среднего (АРПСС)

Рассмотренные выше модели АР, СС и АРСС относятся к классу стационарных моделей, которые описывают процессы, для которых математическое ожидание и дисперсия являются константами. Однако в природе существует неограниченное число различных проявлений нестационарности.

Исследования Дж. Бокса и Г. Дженкинса показали, что во многих случаях от нестационарности можно избавиться, заменяя исходный ряд на ряд разностей:

$$Y_t = X_t - X_{t-1}.$$

Если от нестационарности избавиться не удалось можно взять разность повторно:

$$Z_t = Y_t - Y_{t-1}.$$

После проведенных преобразований к исходному ряду можно применить модель АРСС.

Полученную на основе таких рассуждений модель называют моделью Бокса–Дженкинса или моделью авторегрессии – проинтегрированного скользящего среднего АРПСС (p, d, q). В этой модели: p – порядок авторегрессии, d – порядок разности, q – порядок скользящего среднего.

Генерирование прогнозов осуществляется двумя способами. Первый способ заключается в использовании модели АРПСС, учитывающей как эволюционную, так и сезонную нестационарность. Прогнозирование осуществляется с упреждением 12 месяцев (с января по декабрь). Модель включает один обычный и один сезонный параметр скользящего среднего. Исходный ряд трансформируется трижды в ходе логарифмирования, взятия разности с шагом 1 (для устранения эволюционной нестационарности) и взятия разности с шагом 12 (для устранения сезонной нестационарности).

Для сравнения прогностических и фактических значений используются относительные погрешности $\delta = \frac{(H_{\phi} - H_{np})}{H_{\phi}} 100\%$.

Для оценки оправдываемости прогнозов используется дополнительная погрешность $\delta_{\text{доп}}$, вычисляемая по формуле $\delta_{\text{доп}} = \pm 0,674\sigma$.

Здесь σ определяется как: $\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (H_{i,\phi} - \bar{H}_{\phi})^2}{(n-1)}}$, где $H_{i,\phi}$ – фактическое значение уровня, $\bar{H}_{\phi}$ – среднее многолетнее значение уровня, n – длина ряда. Прогноз считается «отличным», если $\delta = (0,3 \div 0,6)\delta_{\text{доп}}$, и «удовлетворительным при $\delta = (0,6 \div 1,0)\delta_{\text{доп}}$.

В соответствии с методами теории периодически коррелированных случайных процессов (ПКСР) представим реализацию средних месячных значений уровня озера вектором, компоненты которого образованы отсчетами процесса через период коррелированности 1 год, т. е. ежегодными последовательностями значений для каждого месяца года.

Принятое представление позволяет заменить периодически коррелированный случайный процесс с годовой ритмикой на 12 стационарных и стационарно связанных случайных процессов, достаточно хорошо спрямляющихся на сетке нормального распределения.

Описание модельной структуры каждой компоненты вектора процессом авторегрессии первого порядка (АР(1)) или процессом скользящего среднего первого порядка (СС(1)) позволяет воспользоваться вторым способом прогнозирования значений уровня озера с упреждением 1 год. При этом полученные значения для каждого месяца года, собранные на периоде в 1 год, также дают прогноз внутригодового колебания уровня.

6.2. Исходные данные

- 1) Среднемесячные уровни воды Ладожского озера (1881–1997) (117 лет).
- 2) Среднемесячные уровни воды озера Ильмень (1945–1988) (44 года).

6.3. Расчетная часть

- 1) Применение модели АРПСС для Ладожского озера (1920, 1923, 1924 и 1925 годы).

Таблица 6.1

Сопоставление фактических (H_f) и прогностических ($H_{пр}$) значений уровня Ладожского озера

Месяц, 1920 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$	Месяц, 1923 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Январь	426	437	–3	0,081	Январь	483	488	–1	0,033
Февраль	413	439	–6	0,189	Февраль	482	473	2	0,064
Март	432	437	–1	0,037	Март	480	493	–3	0,092
Апрель	453	454	0	0,004	Апрель	472	523	–11	0,366

Месяц, 1920 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Май	486	480	1	0,035
Июнь	487	484	1	0,022
Июль	475	476	0	0,006
Август	462	463	0	0,004
Сентябрь	445	450	-1	0,036
Октябрь	426	449	-6	0,168
Ноябрь	400	435	-9	0,264
Декабрь	390	427	-10	0,293

Месяц, 1923 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Май	488	558	-14	0,485
Июнь	518	569	-10	0,333
Июль	528	566	-7	0,246
Август	523	557	-7	0,222
Сентябрь	518	542	-5	0,159
Октябрь	520	533	-2	0,083
Ноябрь	536	514	4	0,138
Декабрь	558	507	9	0,313

Месяц, 1924 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Январь	566	559	1	0,013
Февраль	589	547	7	0,074
Март	586	562	4	0,042
Апрель	608	583	4	0,042
Май	646	617	5	0,047
Июнь	664	636	4	0,044
Июль	659	637	3	0,034
Август	640	628	2	0,019
Сентябрь	618	614	1	0,006
Октябрь	599	607	-1	0,014
Ноябрь	576	597	-4	0,038
Декабрь	556	597	-7	0,077

Месяц, 1925 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Январь	547	560	-2	0,061
Февраль	532	557	-5	0,120
Март	539	568	-5	0,135
Апрель	547	589	-8	0,195
Май	562	624	-11	0,278
Июнь	553	643	-16	0,408
Июль	541	642	-19	0,470
Август	521	630	-21	0,526
Сентябрь	503	614	-22	0,555
Октябрь	497	604	-21	0,540
Ноябрь	494	590	-19	0,487
Декабрь	486	584	-20	0,507

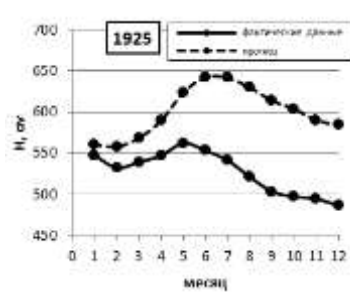
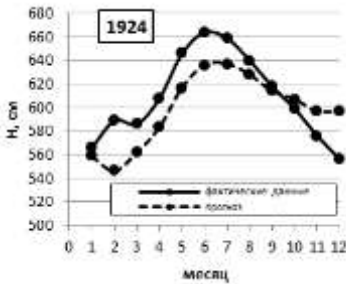
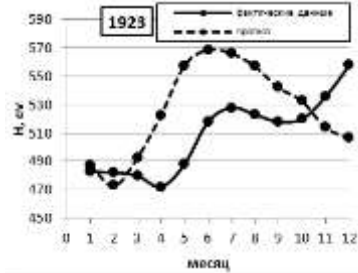
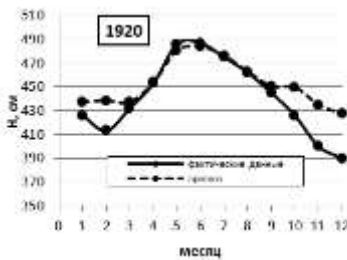


Рис. 6.1. Фактические и прогностические значения внутригодовых колебаний уровня Ладожского озера за 1920, 1923–1925 гг.

Наблюдается хорошее соответствие между фактическими и прогнозными значениями, особенно с мая по сентябрь, когда разница между значениями не превышала 1–3 % (для 1920, 1924 гг.). В остальные месяцы особенно для 1925 года (июль–декабрь) разница увеличивается до 22 %. В соответствии с использованными оценками прогнозы на 1920 и 1924 гг. относятся к категории «отличных», а на 1923 и 1925 гг. – к категории «хороших».

2) Применение моделей $AP(1)$ и $CC(1)$ для Ладожского озера (1920 год).

Таблица 6.2

Сопоставление фактических и прогнозных значений уровня за 1920 год

Месяц	H_f , см	$H_{пр}$, см								
		АРПСС	δ	$\delta/\delta_{доп}$	$AP(1)$	δ	$\delta/\delta_{доп}$	$CC(1)$	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Январь	426	437	–3	0,081	478	–12	0,369	473	–11	0,334
Февраль	413	439	–6	0,189	476	–15	0,462	467	–13	0,402
Март	432	437	–1	0,037	471	–9	0,276	464	–7	0,229
Апрель	453	454	0	0,004	490	–8	0,253	485	–7	0,218
Май	486	480	1	0,035	518	–7	0,201	509	–5	0,148
Июнь	487	484	1	0,022	522	–7	0,217	516	–6	0,184
Июль	475	476	0	0,006	512	–8	0,239	506	–7	0,200
Август	462	463	0	0,004	499	–8	0,243	493	–7	0,204
Сентябрь	445	450	–1	0,036	481	–8	0,247	473	–6	0,191
Октябрь	426	449	–6	0,168	473	–11	0,334	465	–9	0,277
Ноябрь	400	435	–9	0,264	461	–15	0,463	450	–12	0,381
Декабрь	390	427	–10	0,293	452	–16	0,483	449	–15	0,458

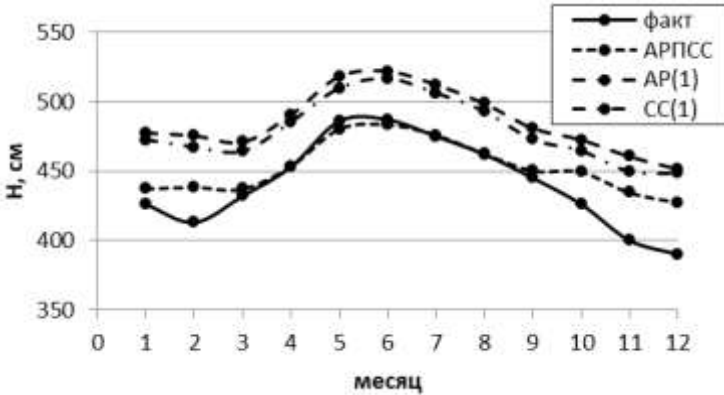


Рис. 6.2. Фактические и прогностические значения внутригодовых колебаний уровня Ладожского озера за 1920 год.

Для 1920 года прогноз давался двумя способами по трем моделям. Прогноз на этот год по модели АРПСС относится к категории «отличных», а по моделям АР(1) и СС(1) – к категории «хороших».

3) Применение модели АРПСС для озера Ильмень (1980,1985 и 1988 годы).

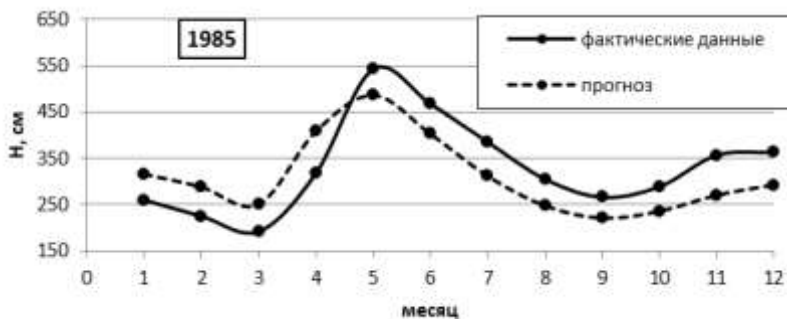
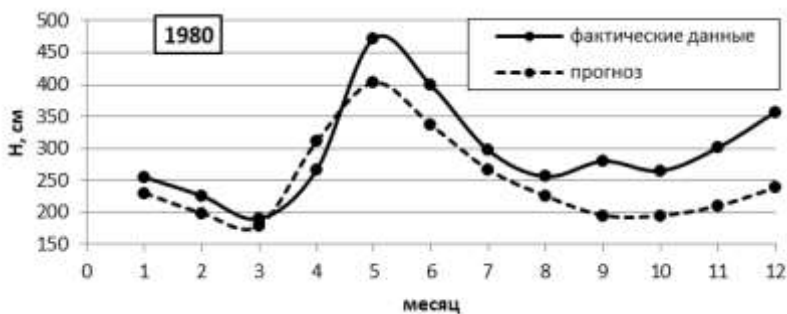
Таблица 6.3

Сопоставление фактических (H_f) и прогностических ($H_{пр}$) значений уровня озера Ильмень

Месяц, 1980 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
январь	255	230	10	0,190
февраль	226	198	12	0,234
март	190	179	6	0,115
апрель	266	310	-17	0,318
май	472	402	15	0,281
июнь	399	336	16	0,300
июль	297	266	10	0,199
август	256	225	12	0,232
сентябрь	280	195	31	0,581
октябрь	265	194	27	0,508
ноябрь	301	210	30	0,578
декабрь	357	238	33	0,633

Месяц, 1985 год	H_f , см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
январь	260	316	-22	0,301
февраль	225	288	-28	0,391
март	192	250	-30	0,421
апрель	318	408	-28	0,397
май	543	487	10	0,144
июнь	468	404	14	0,193
июль	385	312	19	0,266
август	305	247	19	0,264
сентябрь	266	220	17	0,241
октябрь	289	235	19	0,260
ноябрь	357	270	24	0,340
декабрь	363	292	19	0,272

Месяц, 1988 год	$H_{ф}$, см	$H_{пр}$, см	δ	$\delta/\delta_{доп}$
январь	366	371	-1	0,020
февраль	335	327	2	0,035
март	274	280	-2	0,036
апрель	454	459	-1	0,017
май	519	636	-23	0,342
июнь	410	550	-34	0,518
июль	313	446	-42	0,643
август	261	377	-45	0,676
сентябрь	257	348	-36	0,540
октябрь	244	368	-51	0,768
ноябрь	240	383	-60	0,902
декабрь	239	396	-66	0,996



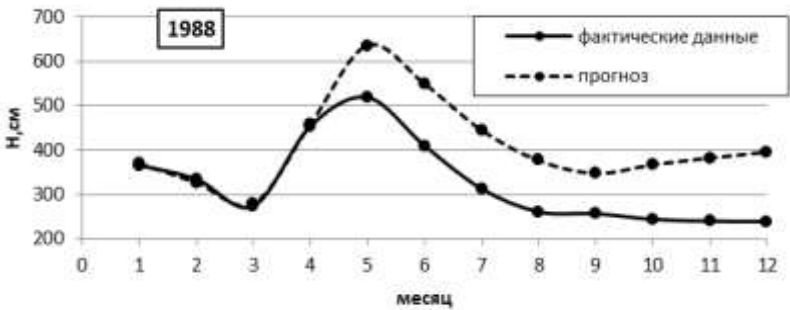


Рис. 6.3. Фактические и прогностические значения внутригодовых колебаний уровня озера Ильмень 1980, 1985, 1988 гг.

Наблюдается хорошее соответствие между фактическими и прогностическими значениями, особенно с января по апрель, когда разница между значениями не превышала 1–3 % (для 1988 г.). В остальные месяцы и годы (особенно с июля по декабрь) разница увеличивается до больших значений (66 % – декабрь, 1988 год). В соответствии с использованными оценками прогнозы на 1980 и 1985 гг. относятся к категории «хороших», а на 1988 год – к категории «удовлетворительных».

3) Применение моделей AP(1) и CC(1) для озера Ильмень (1985 год).

Таблица 6.4

Сопоставление фактических и прогнозных значений уровня за 1985 год

Месяц	H_f , см	$H_{пр}$, см								
		АРПСС	δ	$\delta/\delta_{доп}$	AP(1)	δ	$\delta/\delta_{доп}$	CC(1)	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Январь	260	316	–22	0,301	289	–11	0,158	270	–4	0,055
Февраль	225	288	–28	0,391	272	–21	0,292	241	–7	0,097
Март	192	250	–30	0,421	235	–22	0,311	209	–9	0,124
Апрель	318	408	–28	0,397	373	–17	0,242	364	–14	0,201
Май	543	487	10	0,144	496	9	0,120	493	9	0,128
Июнь	468	404	14	0,193	400	15	0,203	397	15	0,211
Июль	385	312	19	0,266	325	15	0,216	327	15	0,210

Месяц	$H_{ф}$, см	$H_{пр}$, см								
		АРПСС	δ	$\delta/\delta_{доп}$	АР(1)	δ	$\delta/\delta_{доп}$	СС(1)	δ	$\delta/\delta_{доп}$
Август	305	247	19	0,264	260	15	0,209	263	14	0,194
Сентябрь	266	220	17	0,241	230	14	0,191	236	11	0,157
Октябрь	289	235	19	0,260	253	12	0,174	265	8	0,116
Ноябрь	357	270	24	0,340	281	21	0,297	282	21	0,294
Декабрь	363	292	19	0,272	278	23	0,327	276	24	0,334

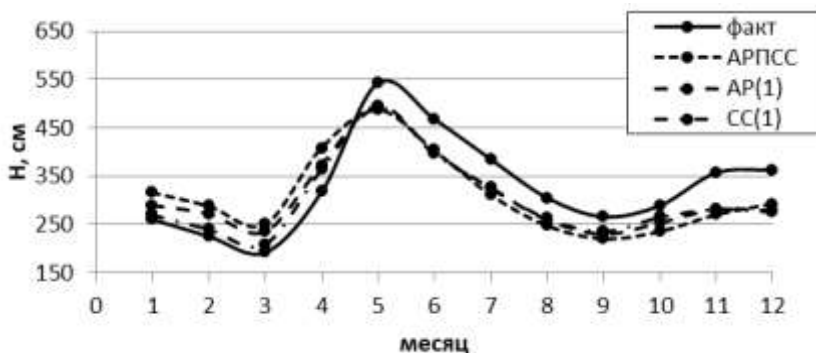


Рис. 6.4. Фактические и прогностические значения внутригодовых колебаний уровня озера Ильмень за 1985 год.

Для 1985 года прогноз давался двумя способами по трем моделям. Прогноз на этот год по модели АРПСС относится к категории «хороших», а по моделям АР(1) и СС(1) – к категории «отличных».

Вывод

Полученные результаты подтверждают, что методы теории авторегрессии – проинтегрированного скользящего среднего являются универсальным инструментом прогнозирования уровней воды в озерах в условиях недостаточного объема исходной информации. Для Ладожского озера модели работают гораздо лучше, чем для озера Ильмень, хотя прогнозы по моделям АР(1) и СС(1) для озера Ильмень получились очень хорошие и относятся к категории «отличных».

Практическое задание № 4

«Моделирование индекса увлажненности территорий в условиях дефицита информации и неопределенности расстановки приоритетов оценивания»

7.1. Теоретическая часть

Для описания состояния таких сложных природных систем, как климатическая система Земли, а также протекающих в ней явлений и процессов, часто вводятся различные интегральные показатели (индексы). Как правило, такие индексы учитывают только значения исходных характеристик, но не учитывают их значимость. Преодолеть это обстоятельство позволяет метод сводных показателей (МСП), общая структура которого была разработана А.Н. Крыловым еще в 1908 г., и усовершенствована в монографии Н.В. Хованова «Анализ и синтез показателей при информационном дефиците» (АСПИД). МСП хорошо зарекомендовал себя как инструмент построения сводных (глобальных, интегральных, обобщенных, генеральных, синтетических и т.п.) показателей, синтезирующих отдельные (локальные, дифференциальные, частные, маргинальные, аналитические и т. п.) показатели, характеризующие качество (эффективность, надежность, полезность, предпочтительность и т. п.) любых многопараметрических объектов: сложных технических систем; вариантов управленческих, организационных и инвестиционных решений; мнений отдельных экспертов и экспертных комитетов; экономических проектов и т. д.

Однако при использовании в сводном показателе так называемых *весовых коэффициентов*, измеряющих степень значимости отдельных показателей для сводной оценки, исследователь сталкивается с *дефицитом числовой информации* об этих весовых коэффициентах. Дело в том, что обычно значимость отдельного показателя может быть оценена лишь при помощи сравнительных суждений вида «данный показатель более важен для общей оценки объекта, чем другой показатель», «данные два показателя имеют практически одинаковую значимость для сводной оценки» и т. п. Иными словами, значимость отдельных показателей измеряется по нечисловой (ординальной, порядковой) шкале. В лучшем случае исследователь может

знать интервалы возможного варьирования весовых коэффициентов. Такая нечисловая (порядковая) и неточная (интервальная) информация является, зачастую, и неполной: не для всех весовых коэффициентов заданы нетривиальные равенства и неравенства, соответствующие интервальной и порядковой информации.

Нечисловая, неточная и неполная информация (*ннн-информация*) обычно задает не единственный набор весовых коэффициентов, но целое множество допустимых наборов. Иными словами, обычно имеет место *неопределенность* задания весовых коэффициентов, что затрудняет непосредственное применение МСП. Для преодоления этого затруднения было предложено использовать *байесовскую модель рандомизации неопределенности*. Идея этой модели, восходящая к знаменитой работе Томаса Байеса (1702–1761), состоит в переходе от неопределенного выбора весовых коэффициентов к случайному (рандомизированному) выбору этих коэффициентов из множества всех допустимых (с точки зрения ннн-информации) наборов весовых коэффициентов. Мы получаем, иначе говоря, случайные весовые коэффициенты и случайные (рандомизированные) сводные показатели. Теперь задача сравнения двух многопараметрических объектов сводится к задаче сравнения двух соответствующих рандомизированных сводных показателей, а метод сводных показателей (МСП) превращается в метод рандомизированных сводных показателей (МРСП).

Таким образом, МРСП включает несколько этапов:

1. отбор исходных характеристик $x_1, \dots, x_m$ для оценки искомого качества (предпочтительности) сложных объектов;

2. построение функций $\varphi_i, i \in \{1, \dots, m\}$ для арифметизации нечисловых исходных характеристик в числовую форму $y_i = \varphi(x_i) \in E^1$;

3. выбор отдельных показателей (индексов) $q_1, \dots, q_m$ для оценки исследуемого качества сложных объектов и представление их в форме $q_i = q_i(y_i) = q_i(\varphi(x_i))$, $0 \leq q_i \leq 1, i = 1, \dots, m$, где $q_i(y_i)$ – нормализующие функции;

4. построение функции $Q(q; w) \in [0, 1]$ многокритериального оценивания с параметрами $q = (q_1, \dots, q_m)$ и $w = (w_1, \dots, w_m)$, $w_i \geq 0, w_1 + \dots + w_m = 1$ для свертки отдельных показателей $q_1, \dots, q_m$ в один сводный показатель $Q = Q(q; w)$;

5. выбор конкретного вектора весовых коэффициентов $w = (w_1, \dots, w_m)$ из класса всех возможных векторов $W = \{w = \{w_1, \dots, w_m\}$:

$w_i \geq 0, w_1 + \dots + w_m = 1\} \in E^m$ с учетом того, что для каждого объекта $x^{(j)}$ компонента w_i вектора w является мерой значимости i -го отдельного показателя q_i при оценке сводного $Q(q^{(j)}; w)$.

Переход от первого этапа построения СП к третьему этапу приводит к частичному упорядочению всех объектов по степени проявления оцениваемого качества, а переход от третьего этапа к четвертому – к их линейному упорядочению.

На практике, как правило, не удастся однозначно определить компоненты вектора исходных характеристик исследуемого объекта $x = (x_1, \dots, x_m)$, однозначно задать функции $q_1, \dots, q_m, Q(q; w)$ и однозначно определить вектор весовых коэффициентов $w = (w_1, \dots, w_m)$. Поэтому формирование сводного показателя $Q(q; w)$ происходит в условиях дефицита информации, когда имеет место неопределенность выбора функций $q_i, i = 1, \dots, m; Q(q)$ и вектора $w = (w_1, \dots, w_m)$ из классов функций $\{q_i^{(r)}, r \in R_i\}$, $\{Q^{(s)}, s \in S\}$ и класса векторов $\{w^{(t)}, t \in T\}$.

Самым сложным этапом в методе построения СП является оценка «весов» $w_1, \dots, w_m$ из-за обычно ограниченной информации об их точных числовых значениях. Как правило, исследователь обладает лишь нечисловой (ординальной) информацией, которая может быть описана системой $OI = \{w_i > \tilde{w}_i, w_r = w_s, \dots, i, j, r, s \dots \in \{1, \dots, m\}\}$ равенств и неравенств и (или) неточной (интервальной) информацией, которая может быть представлена системой $II = \{0 \leq a_i \leq w_i \leq b_i \leq 1, i \in \{1, \dots, m\}\}$ неравенств, определяющих интервалы изменения возможных значений весовых коэффициентов. Также наблюдаются случаи, когда значения некоторых весовых коэффициентов не входят в описанные системы OI, II равенств и неравенств. В таких случаях говорится о том, что информация $I = OI \cup II$ является неполной.

Выбор точности отсчетов $h = 1/n$ весовых коэффициентов позволяет перейти от бесконечного набора W всех возможных векторов к конечному набору (дискретному симплексу) $W(m, n)$ всех возможных векторов с дискретными компонентами. Задание дополнительной экспертной информации $I = OI \cup II$ позволяет перейти от набора $W(m, n)$ всех возможных векторов $w^{(t)} = (w_1^{(t)}, \dots, w_m^{(t)})$ с дискретными компонентами к набору $W(I; m, n) = \{w^{(s)}, s=1, \dots, N(I; m, n) \leq N(m, n)\}$ всех допустимых векторов, удовлетворяющих требованиям экспертной информации.

Моделирование неопределенности выбора конкретного вектора $w^{(t)} = (w_1^{(t)}, \dots, w_m^{(t)})$ из класса допустимых векторов $W(I; m, n)$ осуществляется при помощи случайной m -мерной величины $w(I) = (w_1(I), \dots, w_m(I))$, равномерно распределенной на множестве $W(I; m, n)$.

Полученные реализации $w^{(t)}$ случайного вектора w позволяют отыскать набор всех допустимых функций свертки $Q(I; m, n) = \{Q^{(s)}(q) = Q(q; w^{(s)}, s=1, \dots, N(I; m, n))\}$, получить усредненную оценку состояния объекта в виде математического ожидания $\bar{Q}(q; I) = M\tilde{Q}(q; I)$, содержащего в неявном виде нечисловую, неточную и неполную информацию. Точность полученной оценки $\bar{Q}(q; I)$ определяется стандартным отклонением $S(q; I) = \sqrt{DQ(q; I)}$ случайной величины $\bar{Q}(q; I)$. Сравнение объектов $x^{(r)}, x^{(s)} \in X$ проводится по величине математического ожидания их сводных показателей $\bar{Q}(q^{(r)}; I)$ $\bar{Q}(q^{(s)}; I)$. Достоверность сравнения измеряется вероятностью $P(r, s, I)$ попарного стохастического доминирования $(\bar{Q}(q^{(r)}; I) > \bar{Q}(q^{(s)}; I))$.

В работе для характеристики увлажненности территории моделируется индекс $H(q; I)$, синтезирующий отдельные исходные характеристики в единую оценку с учетом, как их значений, так и значимости.

При расчете индекса $H(q; I)$ считается, что увлажненность территории с достаточной полнотой может быть описана с учетом следующих относительно независимых исходных характеристик: x_1 – температура воздуха (T , °C) и x_2 – атмосферные осадки (P , мм). Индекс $H(q; I)$ вычисляется по формуле:

$$H^{(j)}(q; I) = w_1 q_1^{(j)} + w_2 q_2^{(j)}, \quad (1)$$

где w_1, w_2 – весовые коэффициенты ($w_i > 0, w_1 + w_2 = 1$); j – номер озерной системы, k – общее число исследуемых озерных систем; $j = 1, \dots, k$; q_1, q_2 – отдельные показатели или критерии увлажненности территории с точки зрения соответствующей характеристики, то есть нормированные значения характеристик T и P . При нормировании считается, что с увеличением температуры воздуха увлажненность территории уменьшается, а с увеличением количества выпавших осадков – увеличивается. Для нормирования T применяется про-

стейшая линейная невозрастающая функция

$$q_1 = q_1(T) = \begin{cases} 1, & T \leq T_{\min} \\ \frac{T_{\max} - T}{T_{\max} - T_{\min}}, & T_{\min} < T \leq T_{\max} \\ 0, & T > T_{\max} \end{cases}$$

а для нормирования P – линейная неубывающая функция

$$q_2 = q_2(P) = \begin{cases} 0, & P \leq P_{\min} \\ \frac{P - P_{\min}}{P_{\max} - P_{\min}}, & P_{\min} < P \leq P_{\max} \\ 1, & P > P_{\max} \end{cases}$$

где $T_{\min}$ ($P_{\min}$) – минимальное, а $T_{\max}$ ($P_{\max}$) – максимальное значение характеристики T (характеристики P).

Указанные нормирующие функции q_i могут быть интерпретированы как отдельные показатели или критерии степени увлажненности территории. Так, при $q_1 = 0$ (нормированная температура) территория считается переувлажненной, а при $q_1 = 1$ – засушливой. При $q_2 = 0$ (нормированные осадки) на территории наблюдаются засушливые условия, а при $q_2 = 1$ – переувлажненные. Таким образом, для бассейна j -й озерной системы получаем вектор $\mathbf{q}^{(j)} = (q_1^{(j)}, q_2^{(j)})$ значений отдельных показателей q_1, q_2 , каждый из которых характеризует увлажненность территории с точки зрения соответствующей характеристики. Иными словами, вектор q_1, q_2 – многокритериальная оценка увлажненности, определяемая температурой воздуха и осадками.

Построение рандомизированных (случайных) весовых коэффициентов $\tilde{w}_1(I), \tilde{w}_2(I)$ производится с учетом дополнительной экспертной информации I о сравнительной значимости отдельных показателей увлажненности. В настоящей работе при расчете индекса $H(q; I)$ задаются три варианта ннн-информации I , т. е. три варианта

расстановки приоритетов оценивания ($I_1 = \{w_1 = w_2\}$ – равенство приоритетов характеристик T и P ; $I_2 = \{w_1 > w_2\}$ – приоритет T над P ; $I_3 = \{w_1 < w_2\}$ – приоритет P над T) и вычисляются три набора индексов соответственно: $H(q; I)_{T=P}$, $H(q; I)_{T>P}$ и $H(q; I)_{T<P}$. Оценки (математические ожидания) этих индексов производятся с использованием программы, разработанной сотрудниками лаборатории моделирования и диагностики геосистем факультета географии и геоэкологии СПбГУ Л.В. Александровой, В.Ю. Васильевым, А.Н. Огурцовым, и представляющей собой модификацию сертифицированной системы поддержки принятия решений АСПИД-3W [16].

Для верификации индекса $H(q; I)$ вычисляются традиционные индексы Де-Мартона α^M и коэффициенты стока α для 132 озерных бассейнов, расположенных на территории Кольского полуострова, Карелии, северо-западных и нечерноземных областей Российской Федерации, стран Балтии и Беларуси (район 1). Также используются данные для 72 озерных бассейнов Северного Казахстана (район 2). При этом привлекаются средние многолетние значения T , P , снятые с карт Мирового водного баланса (1974) и отнесенные к условным центрам тяжести озерных бассейнов. Фрагмент таблицы исходных данных и результатов расчета приведены ниже.

7.2. Расчетная часть

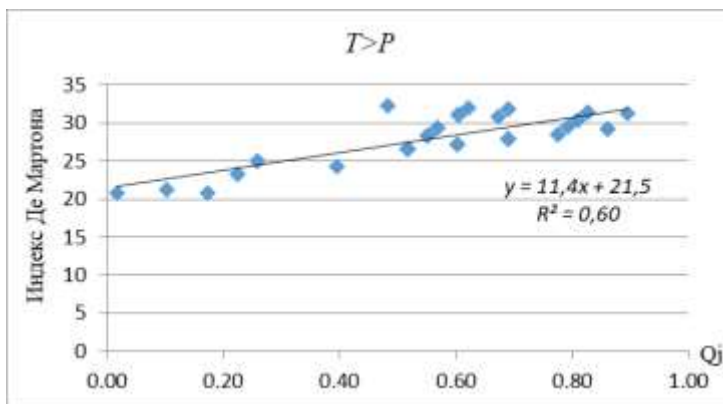
Таблица 7.1

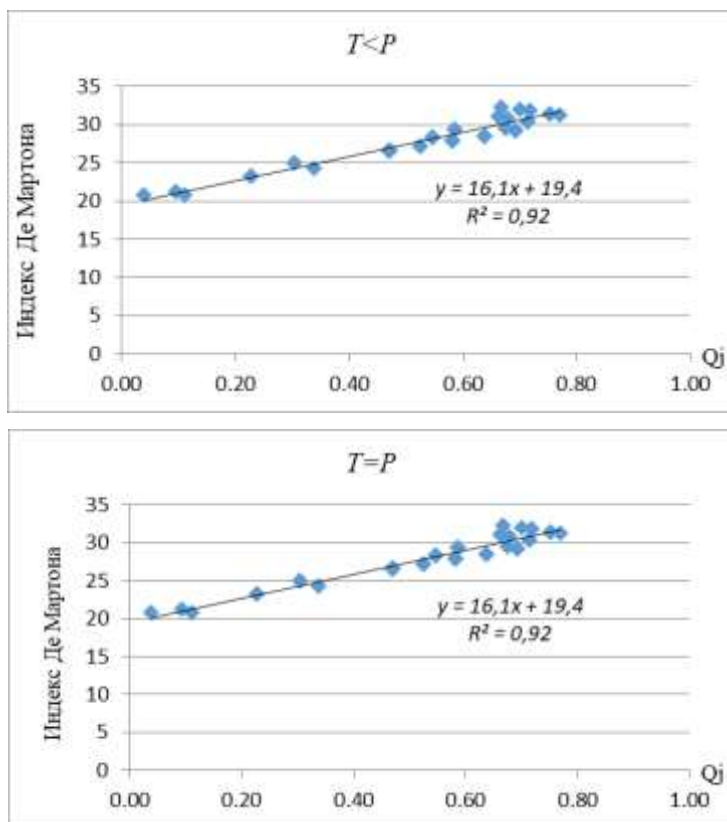
Исходные данные и результаты расчетов по программе АСПИД (район 2)

№	Название	T	P	α^M	α	$H(q; I)_{T>P}$	$H(q; I)_{T<P}$	$H(q; I)_{T=P}$
1	Пресное	1,25	360	32	0,2	0,62	0,70	0,70
2	Озеро б/н	0,75	300	28	0,2	0,69	0,58	0,58
3	Майбалык	0,75	300	28	0,2	0,69	0,58	0,58
4	Борлыкуль	1,25	300	27	0,5	0,52	0,47	0,47
5	Бозайгыр	2,00	300	25	0,5	0,26	0,30	0,30
6	Арык-Балык	1,25	300	27	0,5	0,52	0,47	0,47
7	Карагайчик	1,25	300	27	0,35	0,52	0,47	0,47
8	Токсумак	2,00	300	25	0,5	0,26	0,30	0,30
9	Батпакколь	2,00	280	23	0,5	0,22	0,23	0,23
10	Зерендинское	1,25	300	27	0,5	0,52	0,47	0,47
11	Сабундыколь	1,50	280	24	0,35	0,40	0,34	0,34

№	Название	T	P	α^M	α	$H(q; I)_{T>P}$	$H(q; I)_{T<P}$	$H(q; I)_{T=P}$
12	Айдабуль	0,75	300	28	0,5	0,69	0,58	0,58
13	Озеро б/н 2	2,00	250	21	0,5	0,17	0,11	0,11
14	Жукей	1,25	300	27	0,5	0,52	0,47	0,47
15	Б. Чебачье	1,25	300	27	0,2	0,52	0,47	0,47
16	Камышное	0,25	300	29	0,2	0,86	0,69	0,69
17	Сор	1,75	380	32	0,75	0,48	0,67	0,67
18	Балыктыколь	2,00	280	23	0,2	0,22	0,23	0,23
19	Кумдыколь	2,25	260	21	0,5	0,10	0,09	0,09
20	Жамантуз	1,25	300	27	0,2	0,52	0,47	0,47
21	Имантау	1,25	300	27	0,5	0,52	0,47	0,47
22	Атансор	1,25	300	27	0,5	0,52	0,47	0,47
23	Итеймен	1,25	300	27	0,35	0,52	0,47	0,47
24	Алтайсор	1,00	300	27	0,35	0,60	0,53	0,53
25	Колдар	0,75	300	28	0,5	0,69	0,58	0,58

Построение зависимостей по полученным данным.





Выводы

Сопоставление распределения по территории первого района значений индекса $H(q; I)$, рассчитанных при разных вариантах задания дополнительной ннн-информации I , с распределением значений индекса Де-Мартона α^M и коэффициента стока α показало, что в условиях современного климата следует отдавать предпочтение равенству приоритетов T и P или приоритету T над P . В этих случаях значения коэффициентов детерминации R^2 в уравнениях связи между $H(q; I)$ и α^M и $H(q; I)$ и α достигают максимальных величин (рис. 7.1–7.3).

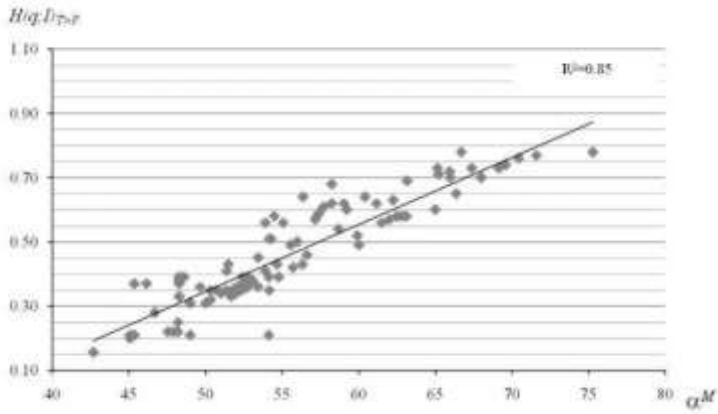


Рис. 7.1. График связи индекса Де-Мартона и индекса увлажненности $H(q; I)_{T>P}$ для первого района.

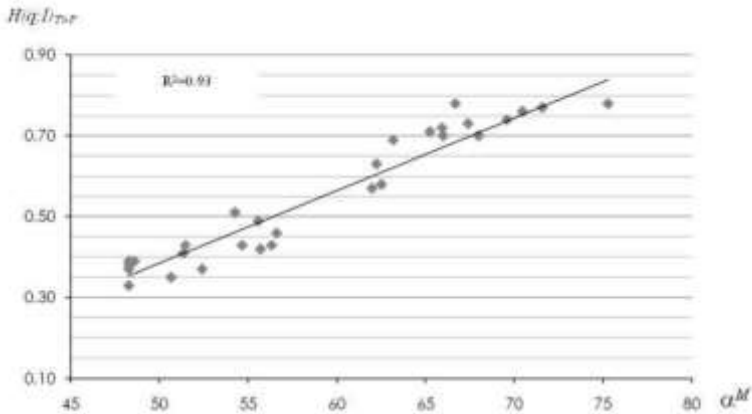


Рис. 7.2. График связи индекса Де-Мартона и индекса увлажненности $H(q; I)_{T>P}$ для Кольского полуострова и нечерноземных областей России.

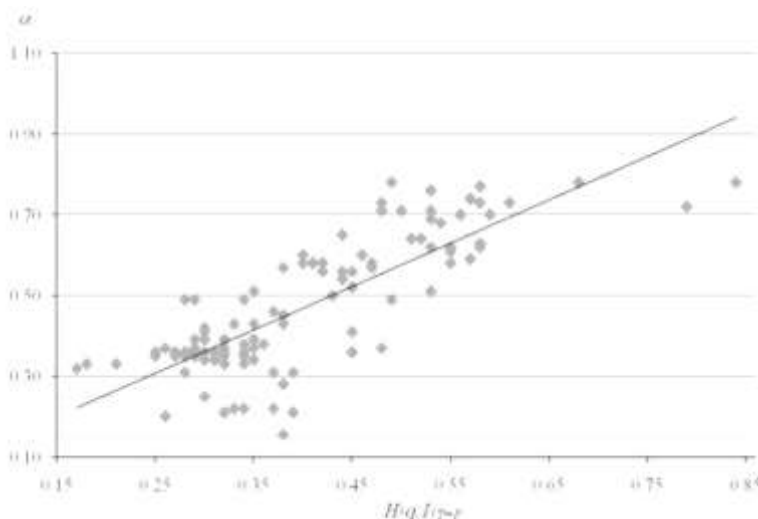


Рис. 7.3. График связи коэффициента стока и индекса увлажненности $H(q; T)_{T=P}$ для первого района.

Сопоставление распределения по территории второго района значений индекса увлажненности, рассчитанных при разных вариантах задания дополнительной информации, с распределением значений индекса Де-Мартона показало, что в условиях современного климата следует отдавать предпочтение равенству приоритетов P и T или приоритету P над T . В этих случаях значения коэффициентов корреляции (0,92 и 0,96) в уравнениях связи достигают максимальных величин.

Практическое задание № 5

«Экспертно-статистический анализ спорово-пыльцевых спектров озерных осадков»

Задание основывается на статье авторского коллектива:

Н.В. Мякишева (докт. геогр. наук, Российский государственный гидрометеорологический университет),

Ю.А. Трапезников (докт. физ.-мат. наук, Институт озероведения РАН),

В.И. Хомутова (докт. геогр. наук, Институт озероведения РАН),

Н.В. Хованов (докт. физ.-мат. наук, Санкт-Петербургский государственный университет).

Статья опубликована в издании «Современные проблемы гидрометеорологии», изд-во «Астерион», Санкт-Петербург, 2006, с. 197–204.

Введение

На формирование спорово-пыльцевых спектров (СПС) влияет множество факторов: различная пыльцевая продуктивность растений, условия транспортировки пыльцы и спор к месту захоронения, их сохранность в зависимости от условий захоронения и т.д. Учитывая эти факторы, можно утверждать, что СПС лишь приближенно отражает растительный покров, так как процентный состав спектра пыльцы не является адекватным отражением процентного состава растительного покрова. Для анализа и обобщения такой информации необходимо привлечение экспертно-статистических методов.

В настоящей работе для анализа СПС предлагается использовать методы экспертной оценки и моделирования дефицита информации многопараметрических объектов. В этом методе реализована возможность учета и моделирования неопределенности анализируемых данных и используется стандартный прием свертывания многомерной информации путем перехода к обобщенному показателю. Развернутое описание метода представлено, например, в работе (Н.В. Хованова, 1996). В данной статье метод используется применительно к результатам спорово-пыльцевого анализа озерных осадков, формирование которых происходило в голоцене на протяжении 8,5 тыс. лет.

8.1. Метод

Исследуется колонка донных отложений, состоящая из k проб, каждая из которых характеризуется набором из m признаков (исходных характеристик). Представим k изучаемых объектов матрицей исходных характеристик (признаков) $\{X_i^{(j)}\}$, $j = \overline{1, k}; i = \overline{1, m}$, где $X_i^{(j)}$ – значение i -го признака для j -ой пробы.

Информационная неопределенность задается двумя таблицами – таблицей отдельных показателей и таблицей весовых коэффициентов. Таблица отдельных показателей $\{q_i^{(j)}\}$, $j = \overline{1, k}; i = \overline{1, m}$ указывает степень предпочтительности j -го объекта с точки зрения i -го критерия. При этом $q_i^{(j)}=0$ соответствует минимальной, а $q_i^{(j)}=1$ – максимальной степени предпочтения объекта с точки зрения i -го критерия. Таблица весовых коэффициентов $\{p_i^{(j)}\}$, $j = \overline{1, k}; i = \overline{1, m}$ отражает значимость отдельных показателей. Весовые коэффициенты удовлетворяют условию весовой функции: $p_i > 0$, $p_1^{(j)} + \dots + p_m^{(j)} = 1$. Через отдельные показатели и весовые коэффициенты можно учитывать различную степень сохранности пыльцы некоторых растений в зависимости от химического состава осадка в разрезе или отдельной пробы анализируемой колонки, корректировать процентный состав СПС в зависимости от продуктивности пыльцы растений, репрезентативности колонки и т. д.

Работать с многомерным объектом трудно. Один из наиболее распространенных приемов уменьшения мерности объекта состоит в построении сводного показателя: сопоставляющее каждому j -му m -мерному вектору $q^{(j)} = \{q_i^{(j)}\}$, $i = \overline{1, m}$ число $Q^{(j)} \in [0, 1]$, которое представляет собой оценку объекта в целом. Построение сводного показателя можно рассматривать как снижение размерности исследуемого призначного пространства до единицы. В настоящей работе сводный показатель определяется линейной сверткой отдельных показателей $q^{(j)}$ с весовой функцией $p^{(j)}$:

$$Q^{(j)} = q_1^{(j)}p_1^{(j)} + \dots + q_m^{(j)}p_m^{(j)}.$$

В реальной ситуации исследователь не знает точных значений $\{q_i^{(j)}\}$, $\{p_i^{(j)}\}$. Дефицит информации о точных значениях весовых ко-

эфициентов $p^{(j)}$ моделируется случайной величиной $p^{(j)}$. В случае полной неопределенности выбора вектора весовых коэффициентов Н.В. Ховановым (1996) предложено моделировать $p^{*(j)}$ m -мерной случайной величиной, равномерно распределенной на $(m-1)$ -мерном симплексе $S=\{(p_1, \dots, p_m) : p_i \geq 0, p_1+\dots+p_m=1\}$, расположенном в m -мерном евклидовом пространстве E^m . Подставляя случайные веса $p^{*(j)}$ в выражение сводного показателя $Q^{(j)}=Q(q^{(j)}, p^{(j)})$, получаем рандомизированный сводный показатель $Q^{*(j)}=Q(q^{(j)}, p^{(j)})$. Имея рандомизированные сводные показатели $Q^{*(j)}$ и $Q^{*'(j)}$ двух объектов $X=(X_1, \dots, X_m)$, $X'=(X'_1, \dots, X'_m)$, можно свести задачу оценивания сравнительной предпочтительности этих объектов к задаче выявления того или иного вида стохастического доминирования между случайными величинами Q^* и $Q^{*'}$. В простейшем случае степень предпочтительности объекта $X=(X_1, \dots, X_m)$ может быть оценена математическим ожиданием рандомизированного сводного показателя $Q_{(q)}$, а точность такой оценки – стандартным отклонением $\sigma(q)$ этого же рандомизированного сводного показателя.

Неопределенность задания весовых коэффициентов может быть существенно снижена за счет учета информации I_p об ограничениях, налагаемых на значения вектора. Например, информация о сравнительной «весомости» отдельных показателей может задаваться в виде системы неравенств $I_p = \{p_i \geq p_l, p_l > p_r, p_s = p_t\}$.

Дефицит информации об отдельных показателях может быть восполнен, если имеется зависимость отдельных показателей от соответствующих исходных характеристик. Тогда назначаются минимальное и максимальное значения исходной характеристики, при которых показатели q принимают минимальное (0) или максимальное (1) значения. Затем подбирается функциональное соответствие между численными значениями исходных характеристик и численными значениями отдельных показателей. Например, задается нормализующая функция

$$q(x) = \begin{cases} 0, & X \leq \min \\ \left[\frac{X - \min}{\max - \min} \right]^p, & \min \leq X \leq \max \\ 1, & X \geq \max \end{cases}$$

$$q(x) = \begin{cases} 1, & X \leq \min \\ \left[\frac{\max - X}{\max - \min} \right]^p, & \min \leq X \leq \max \\ 0, & X \geq \max \end{cases}.$$

8.2. Пример расчета

Предлагаемый подход иллюстрируется на данных спорово-пыльцевого анализа донных отложений оз. Рудушское.

Озеро Рудушское (56°30' N, 27°33' E) расположено на юго-востоке Латвии в районе Латгальской возвышенности. Максимальная глубина озера – 8 м, средняя – 4,2 м. Площадь водосбора – 1,35 км². Поверхностные донные отложения в основном представлены илом. Проанализированы 32 пробы колонки 2, отобранной в северо-западной части озера на глубине 5,5 м, длина колонки составляет 6,1 м. Донные осадки в разрезе представлены органическим илом, песком с прослоями торфа (Сергеева и др., 1988). Абсолютный возраст торфа по C¹⁴ составляет 8390±150 (ЛУ-1713).

Возможны различные варианты свертывания многомерной информации и учета неопределенности данных. Для того чтобы не отходить от сложившейся практики обобщения СПС, будем проводить анализ в два этапа.

На первом этапе выделяются обобщенные информативные признаки, по которым будет проводиться идентификация климата. В табл. 8.1 приведены результаты спорово-пыльцевого анализа поверхностных осадков оз. Рудушского по девяти пробам, взятым в различных частях озера. Из табл. 8.1 видно, что процентный состав пыльцы каждого вида деревьев может меняться в несколько раз. Например, процентное содержание пыльцы ольхи изменяется от 9 до 35, а ели – от 3 до 17. Несмотря на то, что в современном растительном покрове водосборной площади представлены все эти таксоны, из отобранных девяти проб пыльца ивы и лещины не обнаружена в трех, а дуба – в пяти. Такой разброс можно объяснить различными причинами, в основном, условиями транспортировки и захоронения пыльцы. Из анализа данных табл. 8.1 следует, что для расчета свод-

ного показателя желательно объединить представленные породы деревьев в несколько групп так, чтобы они образовывали классы с примерно одинаковым вкладом в СПС. В качестве таких признаков использовалось шесть обобщенных информативных признаков: 1. ольха, 2. береза древовидная, 3. ель, 4. сосна, 5. ива и береза кустарниковая, 6. широколиственные: граб, клен, лещина, дуб, липа, вяз. Численные значения обобщенных признаков приведены в табл. 8.2. В принятом разделении групп сосна является показателем относительной засухоустойчивости; ель, береза древовидных форм, береза кустарниковых форм, ольха – показатели влаголюбивых условий; клен, граб, лещина, дуб, липа, вяз – индикаторы теплых условий произрастания. Поскольку в рассматриваемом примере пыльца всех пород одинаково сохраняется, такая корректировка, учитывая различную относительную сохранность пыльцы или различную продуктивность пыльцы растениями, не вводилась.

Таблица 8.1

Результаты спорово-пыльцевого анализа 9-ти проб поверхностных донных отложений оз. Рудушского

Условный номер пробы	Родовой состав пыльцы						
	Ольха	Береза	Лещина	Ель	Сосна	Дуб	Ива
2	15	33	–	6	46	–	–
3	28	28	–	6	37	1	1
20	22	17	1	12	47	1	–
7	35	23	2	9	31	–	1
12	17	27	1	14	38	–	4
13	9	27	–	13	46	2	1
14	26	33	4	3	27	3	4
15	18	10	1	17	54	–	–
16	19	17	2	10	51	–	2

Таблица 8.2

Результаты спорово-пыльцевого анализа донных отложений в разрезе оз. Рудушского

№ п/п	Родовой состав пыльцы					
	Ольха	Береза древовидная	Ель	Сосна	Широколиственные	Ива, береза кустарн.
Сверху вниз по разрезу						
1	15,00	32,86	5,71	46,43	0,00	0,00
2	3,37	7,30	11,80	75,28	2,25	0,00

№ п/п	Родовой состав пыльцы					
Сверху вниз по разрезу	Ольха	Береза древовидная	Ель	Сосна	Широколиственные	Ива, береза кустарн.
3	7,35	17,65	15,69	56,86	0,98	1,47
4	2,56	5,13	17,95	74,36	0,00	0,00
5	0,00	6,21	20,00	73,10	0,69	0,00
6	12,03	9,49	29,11	47,47	1,90	0,00
7	4,84	12,90	18,82	62,37	0,00	1,07
8	4,22	31,93	14,46	44,58	4,82	0,00
9	8,47	21,69	14,29	44,97	9,52	1,06
10	10,11	40,42	8,51	36,17	4,79	0,00
11	4,91	17,86	28,13	44,64	3,31	0,89
12	6,70	14,53	30,73	44,69	2,23	1,12
13	10,99	42,93	7,33	31,41	7,33	0,00
14	17,61	30,11	16,49	21,60	14,20	0,00
15	1,86	7,44	41,40	44,65	4,65	0,00
16	15,58	28,30	25,00	20,28	9,43	1,41
17	25,23	36,45	11,68	10,75	14,02	1,87
18	4,70	2,35	60,59	11,76	9,80	0,39
19	6,19	5,32	62,83	12,83	12,39	0,44
20	5,58	4,83	67,63	14,01	7,73	0,00
21	19,25	34,16	6,83	6,83	29,19	3,73
22	3,46	2,60	65,37	14,72	13,85	0,00
23	23,04	15,18	21,47	12,04	28,27	0,00
24	17,92	24,84	1,73	12,72	40,46	2,32
25	25,46	14,91	16,15	14,92	27,33	1,24
26	4,92	3,28	43,44	25,00	23,36	0,00
27	12,44	23,17	9,04	21,47	32,77	1,13
28	0,40	72,29	0,00	14,06	12,05	1,21
29	2,48	50,93	4,35	38,51	2,48	1,24
30	0,92	53,21	3,67	42,20	0,00	0,00
31	0,00	12,00	8,00	80,00	0,00	0,00
32	11,65	22,12	18,60	30,23	17,44	0,00

На втором этапе выделенные информационные показатели используются для построения гистограмм. Для рассматриваемой колонки оз. Рудушского по результатам традиционных методов анализа была выполнена детализация хронологии голоцена Блитта–

Сернандера с выделением семи зон (Сергеева и др., 1988). Такой способ представления данных достаточно нагляден, однако визуальное обобщение множества гистограмм затруднительно. Поэтому воспользуемся обобщенным сводным показателем как альтернативой многомерному анализу. Сводный показатель конструировался так, чтобы низкие значения Q соответствовали климату тундры и лесотундры, а высокие – климату смешанных лесов с преобладанием лиственных теплолюбивых деревьев. Матрица отдельных показателей $\{q_i^{(j)}\}$ рассчитывалась по соотношениям (1) в соответствии с назначенными границами минимальных и максимальных значений обобщенных признаков, приведенных в табл. 8.3. Здесь же дана информация о весовых коэффициентах $p_i^{(j)}$ используемых для задания различных вариантов учета значимости отдельных показателей. Расчеты по предлагаемой методике показали, что при любом способе задания степени неопределенности, указанной в табл. 8.3, всегда достаточно четко идентифицируются четыре периода хронологии Блитта–Сернандера. Детализация этой хронологии существенно зависит от принимаемых допущений. Однако и здесь можно констатировать следующие общие черты: в бореальном периоде всегда резко выделяется проба № 32, а внутри атлантического периода – проба № 22; суббореальный период характеризуется наибольшим разбросом сводного показателя по сравнению с другими периодами.

Таблица 8.3

Учет информационного дефицита для расчета сводных показателей

№ п/п	Родовой состав древесных пород (обобщенные признаки)	Возможные границы изменения обобщенных признаков, %		Весовые коэффициенты (предпочтительность отдельных показателей)
		мин.	макс.	
1	Ольха	0	30–100	$p'_1=p'_2=p'_3=p'_4=p'_5=p'_6$ $p'_6 < p'_1 < p'_2 < p'_3 < p'_4 < p'_5$ $p'_6 < p'_1 = p'_2 < p'_3 = p'_4 < p'_5$
2	Береза древовидная	0	50–100	
3	Ель	0	70–100	
4	Сосна	0	70–100	
5	Ива, береза кустарниковая	0	25–100	
6	Широколиственные (клен, граб, лещина, дуб, липа, вяз)	0	5–100	

На рис. 8.1 приведены результаты расчета при следующих условиях задания неопределенности: границы максимальных значений процентного содержания пыльцы древесных пород были заданы близко к максимально регистрированным, весовые коэффициенты определялись системой неравенств: $p_6 < p_1 < p_2 < p_3 < p_4 < p_5$. На рис.8.1 результаты расчета представлены горизонтальными отрезками с отмеченными серединами. Середины отрезков соответствуют математическим ожиданиям сводных показателей, длины отрезков равны удвоенным стандартным отклонениям. Здесь же введены результаты классификации по сводному показателю и границы ранее выделенных зон (Сергеева и др., 1988).

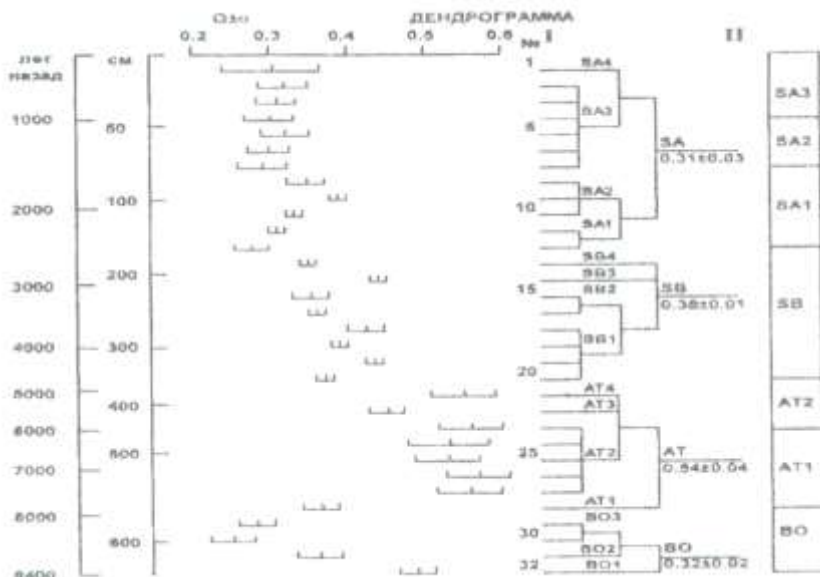


Рис. 8.1. Сводный показатель (Q) СПС осадков оз. Рудушского, стандартное отклонение (a), варианты классификации климатических периодов голоцена по работе (Сергеева и др., 1988).

В бореальном периоде (пробы 29–32) можно выделить от двух до трех зон. Здесь резко отличается зона ВО-1 (проба № 32), которая в составе спектра имеет большое содержание пыльцы сосны. Зону ВО-2 (проба № 31), у которой разделение пыльцы близко к равномерно-

му, можно рассматривать как переходную к зоне ВО-3, представленной пробами № 29–30, в которых содержится много пыльцы березы и сосны.

В атлантическом периоде (пробы 21–28) выделены четыре зоны. Зону АТ-1 (проба № 28) можно рассматривать как переходную стадию между бореальным и атлантическим периодами. Для зоны АТ-2 (пробы № 23–27) характерно высокое процентное содержание пыльцы широколиственных пород. Для зоны АТ-3 (проба № 22) характерно повышенное содержание пыльцы ели. Она является переходной границей между АТ-2 и АТ-4 (проба № 21).

Суббореальный период (пробы 13–20) характеризуется наибольшим разбросом численных значений сводного показателя. В нем можно выделить от трех до пяти зон.

В субатлантическом периоде (пробы 1–12) можно выделить от двух до четырех зон, включая пробу поверхностных отложений, которая характеризуется минимальным значением сводного показателя и наибольшей дисперсией.

Объединенные кластеры, соответствующие хронологии голоцена Блитта–Сернандера, представлены на рис.1 численными значениями сводного показателя. Цифры показывают медианные значения сводного показателя и значение среднего квадратического отклонения.

Таким образом, использование методов экспертной оценки в палинологии позволяет формализовать неопределенность информации и численно представить ее через статистические характеристики сводного показателя (математическое ожидание и среднее квадратическое отклонение). Метод экспертно-статистического анализа позволяет достаточно надежно выделить основные климатические периоды голоцена численно и характеризовать уровень изменчивости внутри этих периодов.

Литература

1. Сергеева Л.В., Трифонова И.С., Хомутова В.И. Реконструкция палеолимнологических особенностей экосистемы оз. Рудушского // Изменение структуры экосистемы озер в условиях возрастающей биогенной нагрузки. – Л.: Наука, 1988. – С. 145–153.
2. Хованов Н.В. Анализ и синтез показателей при информационном дефиците. – СПб.: Изд. СПбГУ, 1996. – 195 с.
3. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М., 1957. – 405 с.
4. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 199 с.

Пример эссе

Титульный лист оформляется согласно требованиям.

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
(РГГМУ)

Кафедра инженерной гидрологии

Эссе

по дисциплине: «Специальные главы физики атмосферы, океана и
вод суши»

на тему: « С точки зрения науки: Рождение океанов»

Выполнил: студент 3 курс ФЗО
группы ПГЗ-Б19-1-4

Диденко А.Ю.

Проверила: Мякишева Н.В.

Санкт-Петербург 2022 г.

«С точки зрения науки» – это захватывающий сериал, рассказывающий все о самых популярных и актуальных научных темах нашего времени. Каждый эпизод, основываясь на последних достижениях

научно-технического прогресса и мнениях передовых исследователей, доступным языком рассказывает о величайших загадках на нашей планете и за ее пределами. Все от исторических фактов до сверхъестественных событий, от природных аномалий до глобальных катастроф. Благодаря данному сериалу можно не просто получить развернутые ответы ученых, но и с помощью современных спецэффектов как бы оказаться на месте событий.

Земля – это единственная планета в Солнечной системе, где есть жидкая вода, она покрывает более 70 % поверхности планеты. Человечеству много известно о воде, кроме одного – откуда она взялась. Данный вопрос (проблема) является основным в просмотренном документальном фильме. В фильме приводится целый ряд различных взглядов, предположений и теорий, касающихся темы происхождения воды на нашей планете. Тема является до сих пор очень актуальной и изучаемой, поскольку единого и четкого определенного ответа на поставленный вопрос так и не найдено.

Когда я задаю себе вопрос: «Откуда произошла вода?», – по сути, я спрашиваю себя: «Как появилась жизнь на нашей планете?», – ведь практически все на нашей планете в том или ином процентном соотношении состоит из воды. Вопрос, поставленный для решения в просмотренном документальном фильме, очень интересный, обширный и многогранный, ведь он затрагивает практически все области и сферы деятельности человека, обязывая ученых различных наук объединиться, действовать сообща, чтобы найти ответ на этот масштабный вопрос. Поиск ответа на главный вопрос фильма еще интересен тем, какими же способами и средствами ученым приходится пользоваться, чтобы его найти. Они практически погружаются, проникают в прошлое, к временам, когда формировалась наша планета. Ну, скажите, разве это не интересно? Разве никому из нас не хотелось бы узнать, как сформировалась наша планета, наш дом и, как на ней зародилась жизнь?

Так откуда все-таки появилась вода? Как зарождались океаны?

Есть предположение ученых, что воду могли принести кометы. Они в основном состоят из льда. Падающие на Землю кометы приносили с собой этот лед. Он мог растаять и образовать океаны. За долгое время существования нашей планеты на нее обрушились сотни миллионов ледяных комет. В итоге выходит, что вода, из которой мы состоим, которую пьем и используем в бытовых нуждах, существовала

еще до формирования планеты Земля и пришла к нам с окраин Солнечной системы. Доказательства этого предположения по-прежнему лишь косвенные. По моему личному мнению, такая теория звучит фантастически, маловероятно и неправдоподобно. Постараюсь аргументировать свой взгляд, свое мнение, предложив различные суждения по этому поводу.

Другие предположения и догадки ученых говорят, что подсказки для ответа на вопрос, как зародилась вода?, – нужно искать в самой воде, в ее структуре и свойствах.

И тут кажется, что все просто, вся вода одинаковая и одного происхождения. Однако это не так. Есть тонкие различия в зависимости от того, откуда эта вода.

Вода состоит из одного атома кислорода и двух атомов водорода (H_2O). Но эти два атома водорода могут быть двух видов – легким и тяжелым. Именно соотношение легкого и тяжелого водорода дает понять ученым, откуда эта вода.

Допуская тот факт, что воду на планету Земля принесли кометы, необходимо иметь образец кометы, чтобы изучить структуру ее вод. Но, кометы пролетают мимо нашей планеты или падают на нее неожиданно, предсказать, где и когда пройдет или упадет комета, невозможно. Но, как нам показывает документальный фильм, и у этой проблемы есть решение. Комета Галлея движется по определенной орбите, что дает возможность вычислить, где и когда она будет пролетать мимо нашей планеты. В результате ученые имеют возможность получить образец кометы и могут проанализировать воду внутри кометы, чтобы выяснить, такая ли вода на Земле.

Как оказалось, полученные результаты анализа водяного пара кометы Галлея, сделали тайну происхождения воды на Земле лишь запутанней. Выяснилось, что атомы водорода в структуре водяного пара кометы в два раза тяжелее, чем в структуре воды с Земли. А это значит, что воды кометы и Земли отличаются, т.е. иными словами вода на нашей планете появилась не в результате таяния ледяных комет, хотя на цвет, вкус и характер поведения они идентичны... Однако ученые предполагают, что это лишь единичный случай с одной кометой. А что если воды других комет все-таки похожи на воды океанов?! Это означает, что нужны еще измерения.

Задавая себе этот вопрос, пожалуй, соглашусь, что единичный случай не может дать полноту картины в целом, по одному событию

статистику не рассчитаешь и не выдвинешь действительно уверенное предположение или теорию. Необходимы еще исследования и наблюдения. Но, как провести еще исследования других комет, если траектория их перемещения и время прохождения около планеты Земля нам неизвестны!? А для того, чтобы получить достаточно достоверную информацию необходимо, чтобы комета проходила очень близко к Земле. Хочется отметить, что такие измерения достаточно дорогостоящие, и позволить их проведение не представляется возможным. И Вселенная все-таки «преподнесла» такую возможность. Складывается такое мнение, что как будто Вселенная хочет открыть нам тайну происхождения воды на нашей планете. В относительной по меркам и масштабам космоса и Вселенной близости от Земли прошла другая комета, что дает возможность ученым попытаться проанализировать ее воду, и, возможно, дать ответ на вопрос, вода этой кометы такая же как вода на Земле или такая же как вода на комете Галлея? Такой анализ на расстоянии возможен только с использованием высокотехнологичного и современного оборудования, которое даст четкий ответ, и только в хороших атмосферных условиях, что является достаточно сложным. Вдобавок хочется отметить, что скорость перемещения кометы достаточно высокая, и у ученых есть ограниченный период времени, для того чтобы проанализировать ее, в противном случае, следующий такой близкий подход кометы к Земле произойдет еще не скоро.

Подтверждение теории о том, что кометы стали источником воды на нашей планете, зависит от одного этого измерения.

И тут снова складывается такое мнение, что Вселенная «помогает» человечеству. Ученым удастся проанализировать комету. Этому успеху способствовали и безаварийная работа техники, и погодные условия. В итоге анализа кометы были получены такие же результаты, как и с кометы Галлея – в воде кометы тяжелого водорода в два раза больше, чем в воде планеты Земля. Получается, что кометы не являются источником образования океанов на Земле. А ведь ученые годами были уверены, что именно кометы являются источником воды на Земле, но полученные доказательства говорят об обратном.

По этому поводу хочу сказать, что в любом случае результаты этих многолетних наблюдений и измерений ненапрасны. Ведь было получено много полезной информации о кометах, их составе и структуре, была дополнена или расширена информация о космосе,

Солнечной системе и так далее. Это все полезно и благоприятно влияет на расширение границ знаний человечества.

Конечно, очень жаль, что такие длительные и масштабные наблюдения и измерения, дали такой результат, но с другой стороны – это толчок для дальнейшего изучения вопроса происхождения океанов на Земле, развития, улучшения оборудования и технологий измерений.

Так, если не кометы являются источником воды на Земле, значит должен быть другой источник, из которого образовались океаны. И перед учеными опять стоит задача выяснить, что же произошло?

И тут происходит следующее событие. Снова, как будто Вселенная хочет нам помочь познать свои тайны, происходит невероятное открытие. Достаточно долгое время ученые считали, что наша планета сформировалась сухой. Но, сделанное открытие доказало, что эта теория неверна. Теперь уже идут формирования доказательств того, что Земля образовалась влажной, с водой, т. е. получается, что ученые допускают, что вода присутствовала в структурных элементах планеты в тот момент, когда она формировалась. Тогда у меня возникает вопрос: «А, как вода оказалась в этих структурных элементах?». Ведь если считать, что планета Земля сформировалась в результате большого взрыва, значит, все ее элементы должны быть сухими, достаточно высокой температуры, раскаленные. Откуда здесь взяться воде?!

Как показали результаты исследований ученых, вода могла формироваться в результате взаимодействия атомов водорода, кислорода и гелия, из которых состоят частички пыли, распространенные в атмосфере планеты. Также в результате проведенных исследований было доказано, что вода может храниться не только во льдах, но в камнях и минералах, и чтобы извлечь из них воду, их нужно всего лишь нагреть.

Такая теория возникновения воды на Земле мне кажется уже более правдоподобной, более близкой к истине. Но все же есть еще сомнения в ответе на вопрос зарождения океанов. Ведь, если считать теорию формирования планеты Земля в результате мощного взрыва, то получается, что температуры должны быть слишком высокими, чтобы образовались такие влагосодержащие камни, которые и сформировали нашу планету. Но, в конечном итоге, факт остается фак-

том. Земля после своего «рождения» смогла получить воду. А что если вода на Земле появилась другим образом?

И тут ученые делают предположение, что не могла ли вода конденсироваться в частицах пыли в диске вокруг Солнца несколько миллиардов лет назад. Как мне кажется, такое предположение звучит достаточно интересно, ведь оно существенно отличается от предположения образования камней, содержащих воду.

Как мне кажется, в каждой из выдвинутых теорий и предположений в вопросе зарождения океанов на нашей планете, есть частичка истины. И если из каждой теории взять эту частичку истины и объединить их, то получится, что в процессе формирования воды на Земле источником является не единичный элемент, а некоторое количество элементов.

На сегодняшний день существует большое количество ответов на один из самых удивительных и важных вопросов, стоящих перед человечеством: «Откуда берется вода?». Вода это наше все: мы из нее состоим, мы не можем существовать без нее.

Однако все эти теории, даже те, которые имеют существенные и весомые доказательства о происхождении воды, не могут объяснить тип воды. У нашей воды есть своя характерная особенность – соотношение тяжелого водорода к легкому в земной воде говорит о том, откуда эта вода. А как показали научные исследования, в воде, которая образовалась в результате конденсации вокруг Солнца, в 6 раз меньше тяжелого водорода, следовательно, типы воды разные, а значит, наша вода образовалась не в результате этого процесса. Вопрос происхождения земной воды по-прежнему остается открытым...

А может быть источник происхождения земной воды стоит поискать еще и в других космических телах? Еще одним источником происхождения земной воды ученые называли астероиды и метеориты, которые остаются после формирования планет, сталкиваясь и падая на Землю. И, как показали исследования, некоторые из упавших на Землю метеоритов содержали воду. Оставалось только, как и в предыдущих случаях, измерить соотношение тяжелого и легкого водорода. Как показали результаты измерений, в разных метеоритах разное значение этого соотношения, но в некоторых из них оно было точно такое же, как и в воде на Земле.

Получается, что до тех пор, пока не будет найдено нужное, идентичное земной воде, соотношение тяжелого и легкого водорода,

нельзя утверждать, что именно в результате того или иного процесса была получена наша земная вода, что тот или иной источник является «прародителем наших океанов». Можно сказать, что само соотношение тяжелого и легкого водорода является одним из главных критериев поиска ответа на вопрос происхождения океанов на Земле.

Хочется также дополнить, ученым удалось доказать, что, чем дальше от Солнца прилетает метеорит, тем больше он несет в себе воды. Не могу не согласиться с данным утверждением, так как это вполне объяснимо, чем дальше от Солнца, чем дальше от его колоссальной излучаемой энергии, тем меньше температура, тем меньше процесс испарения или подобный ему процесс.

Что ж, похоже на то, что ученым удалось найти источник земной воды или...? Допустим, это так, но, а как тогда объяснить, как вода из пояса астероидов, находящегося чуть ли не на другом конце Солнечной системы, появилась на Земле.

Тут оказалось все довольно просто – гравитация. Как выяснилось, некоторая группа ученых стала рассматривать не отдельные элементы Солнечной системы, а всю систему в целом, как единое. Все элементы в системе взаимосвязаны и нельзя изучать формирование каких-либо части этой системы, пренебрегая остальными элементами и областями той же системы. Нельзя изучать планеты отдельно, они связаны одной силой. И имя этой силе – сила притяжения или гравитация. Именно гравитация способствовала притяжению метеоритов из отдаленного пояса астероидов. Не нужно прибегать к темной материи, странным силам и другим фантастическим, мистическим процессам и предметам. Все дело в силе притяжения. Она является важным процессом при формировании планет.

Что ж, довольно интересное предположение. Рассмотрим этот процесс подробнее.

Крупные планеты формируются при столкновении мини-планет из-за силы притяжения. Крупные планеты, достигшие своего предельного размера (Юпитер) начинают оказывать влияние на малые планеты, изменять их орбиты. Как итог – движение маленьких планет перестает быть равномерным и, таким образом, они могут сталкиваться, смешиваться друг с другом. И это выдающееся предположение! Ведь основываясь на этом факте смешивания и столкновения мини-планет, можно сказать с уверенностью, что Земля сформировалась в результате смешивания сухой и влажной планет. Сухую пла-

нету притянуло со стороны Солнца, а влажную с противоположной стороны Солнечной системы, где влияние солнечной активности минимально, или вообще сводится к нулю. Это объясняет, как земная вода оказалась похожа на воду, найденную в поясе астероидов. И тут думаешь, что все. Вот она основополагающая, ведущая теория. Тайна раскрыта. Вопрос закрыт.

Но, как оказалось, это еще не все...

А что происходило с водой во время продолжительных столкновений с мини-планетами размерами, допустим, с Луну или Марс? Ведь при столкновении вырабатывается огромное количество энергии, способной растопить всю Землю. Плюс происходит процесс испарения. Как же вода на Земле уцелела? Именно такие вопросы возникли у меня в тот момент, когда мне научно доказали, что образование влажной планеты – это результат столкновения мини-планет. И снова вопрос происхождения воды на Земле остается не ясным...

Ученым удалось выдвинуть огромное количество теорий, доказывающих и показывающих доставку воды из космоса, но, а как же насчет теорий по сохранности воды на Земле. Если последней стадией формирования планеты Земля была целая серия разрушительных столкновений, то, как вода смогла уцелеть?

Каково же было мое удивление, когда выяснилось, что одним из так сказать «защитников» принесенной извне на Землю воды оказалась Луна. Луна является спутником Земли на протяжении всего времени ее существования. Луна сформировалась в результате последнего столкновения молодой планеты Земля и мини-планеты. И вот снова, возникает очередной вопрос: почему результатом столкновения влажной планеты Земля с мини-планетой стала сухая Луна, а не большая по размеру планета Земля? (смешивание планет). Оказалось, что все дело в угле удара, под которым происходит столкновение. Ученые разработали математические модели, показывающие и объясняющие это явление. Но эти модели объясняют, почему Луна сухая, но не объясняют, что произошло с водой на Земле. Последнее столкновение мини-планет, сформировавших Землю, несло огромное, колоссальное количество энергии, а это, в свою очередь, означает наличие огромных температур, под влиянием которых вся вода на Земле попросту должна была исчезнуть. Ученые признают, что столкновение было невероятно мощным, оно должно было растопить Землю. Если Земля смогла избежать этого, то как она смогла удерж-

жать свою воду? Осталась ли вода на Земле после этого столкновения? Как оказалось, вся вода, которая была на Земле, растворилась в расплавленных камнях. Эти расплавленные камни – магма. Магма выступала в роли «губки» для воды. В жидком камне растворялось огромное количество воды. Земля – это гигантский огненный шар расплавленного камня, в котором растворены миллиарды литров воды. Камни, которые твердеют в глубине расплавленной лавы, могут удерживать в себе воду. Вода будет содержаться в кристаллизующихся камнях. Но это в глубине. На поверхности лава образует другой вид камня, с отверстиями, через которые вода выходит из них в атмосферу – испаряется. Огромные площади земной поверхности усыпаны такими камнями. Водяные пары выходят из остывших камней по всей планете. Атмосфера Земли наполнена водяным паром, который конденсируется, выпадает на поверхность в виде осадков, которые в свою очередь стекают в реки и, в конечном итоге, образуются океаны. Это явление мы сейчас называем круговоротом воды в природе. А тогда это был один из основополагающих процессов появления воды на Земле.

Пройдет еще какое-то время и на Земле появится жизнь. Живые организмы создадут достаточное количество кислорода, чтобы навсегда изменить атмосферу и превратить планету в знакомый нам голубой вид.

Вот так вода, запертая в магме, смогла «выжить» после разрушительного столкновения.

Хочется сделать небольшой промежуточный итог. Итак, существует два основных мнения: одни ученые считают, что вода на Земле была с самого ее начала. Есть и теории, которые доказывают, как вода уцелела. Другие ученые являются сторонниками предположения, что воду извне принесли кометы, астероиды и метеориты. Мне кажется, что те и другие в некоторой степени правы и источников у земной воды несколько.

Анализ комет показывает, что они не могли быть единственным источником всей воды на планете, но часть земной воды принесли именно они, в этом можем быть абсолютно уверены. Но какую часть, какой процент воды принесли именно кометы? Сейчас, когда на Земле содержится огромное количество воды, не представляется возможным установить, из какого источника сколько воды появилось.

За столько лет своего существования вода перемешалась и изменилась. Но как сильно изменилась вода, никто не знает...

Очень интересным оказался факт существования древней, первобытной воды, которая находится практически у самого центра Земли. Вода из глубин сильно отличается от океанических вод. Как оказалось, ее изучением ученые занимаются и по сей день. Полагаю, что первобытную, древнюю воду из глубин нашей планеты тоже можно отнести к источнику вод океанов нашей планеты. Но это еще нужно доказать. Однако уже сейчас ясно, что значение этого исследования трудно переоценить, его результат будет также иметь очень весомую значимость.

Выяснив, как на Земле появилась вода, мы можем выяснить насколько вероятно, что где-то там, где-то в миллионах световых лет от нас есть другая, подобная Земле планета, где есть другие инопланетные формы жизни.

Что же в итоге получаем...

Вода на Земле появилась несколькими способами: доставка из космоса (в кометах, метеоритах, астероидах, падающих на Землю), камни и минералы, слагающие нашу планету, которые содержат воду.

Отвечая на вопрос: «Откуда произошла вода?», – я теперь точно и с уверенностью могу ответить, что вода всегда была на нашей планете изначально, а часть воды нам принес космос. И мой ответ, по сути, будет правильным. Поскольку, так оно и есть. Да, я не могу сказать, какой процент воды пришел из космоса, а сколько воды было на планете изначально. Да, я не могу сказать, где и какой тип воды. Но я с уверенностью могу сказать, что является источником воды на нашей планете, с уверенностью могу сказать, как зародились океаны на нашей планете Земля!

При просмотре этого документального фильма мне показался очень интересным и занимательным тот факт, что каждое новое открытие порождало все новые и новые вопросы. Вроде бы уже пришли к ответу на вопрос о происхождении океанов на Земле, но тут же возникает новый вопрос; вроде бы, с одной стороны, уже распутали этот клубок загадок, разгадали тайну, а с другой стороны – запутались еще больше...

Происхождение земной воды одна из самых больших загадок современной науки. Ученые на протяжении многих лет ищут источник

земной воды. Искали и в космосе (в кометах, метеоритах, астероидах, в процессах, происходящих на Солнце) и на Земле (камни и минералы, составляющие нашу планету). А по итогу оказалось, что источником воды является и космос, и сама планета Земля.

Пример презентации

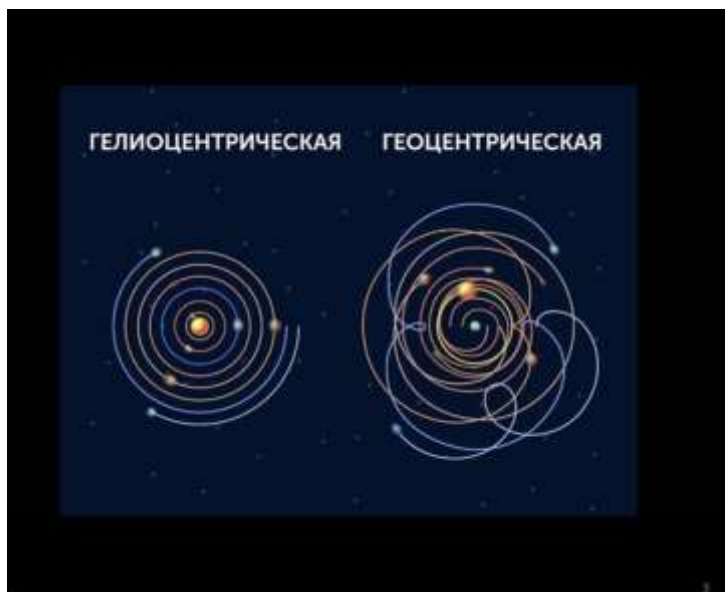
Автор презентации Леготина Полина.



Геоцентризм (Клавдий Птолемей)

- Земля находится в центре Вселенной.
- Земля неподвижна.
- Все небесные тела движутся вокруг Земли.
- Движение небесных тел происходит по окружностям с постоянной скоростью, то есть равномерно.





Гелиоцентризм

Николай Коперник «О вращениях небесных сфер»:

- Вращение вокруг оси с периодом в одни сутки, следствием чего является суточное вращение небесной сферы;
- Движение вокруг Солнца с периодом в год;
- Так называемое деклинационное движение с периодом также примерно в один год, приводящее к тому, что ось Земли перемещается приблизительно параллельно самой себе.



«Солнце, как бы восседающее на царском престоле, управляет вращающимся около него семейством светил».

Гелиоцентризм

Иоганн Кеплер

- Орбита каждой из планет является плоской кривой, причём плоскости всех планетных орбит пересекались в Солнце.
- Земля движется по своей орбите неравномерно.
- Каждая планета движется по эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце (I закон Кеплера).

Галилео Галилей

- Одним из первых Галилей открыл солнечные пятна. Наблюдения над пятнами привели Галилея к выводу о вращении Солнца вокруг своей оси.
- Четыре спутника Юпитера, тем самым он опроверг утверждение, что Земля не может обращаться вокруг Солнца, поскольку вокруг неё самой обращается Луна

Парадигмы геологии

- I Божественный разум создал мир по строгим математическим законам; людям была дана часть этого разума, поэтому у них существует возможность понять устройство мира и Земли как его части
- II Господство индуктивного метода; логический аппарат опирается на классическую логику, классическую физику и термодинамику

Основные аксиомы:

- ❖ Геологическое развитие Земли представляет собой процесс скачкообразно эволюционный.
- ❖ Этот процесс генерируется за счет внутренних энергетических источников – теплового, гравитационного и др.
- ❖ Внешним энергетическим источником является лишь Солнце, контролирующее экзогенные процессы на Земле.

7

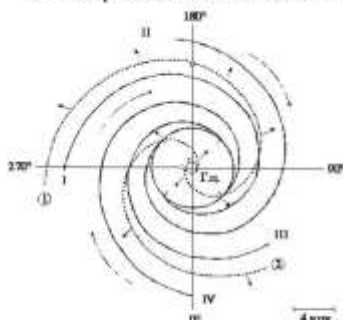
Новая аксиоматика (А.Н. Павлов, А.А. Баренбаум):

- Геологическое развитие Земли обусловлено получением энергии извне.
- Эту энергию Земля получает порциями.
- Энергетические кванты возникают при прохождении Солнечной системой струйных потоков Галактики.
- Периодичность получения квантов энергии соответствует периодичности прохождения Солнечной системой струйных галактических потоков.

8



Спиральная конструкция Галактики



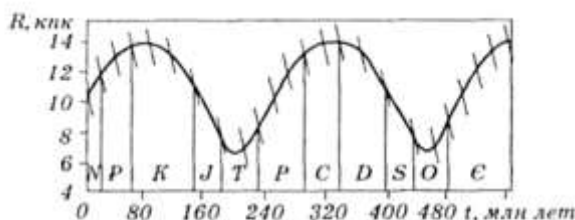
Наша Галактика имеет четыре логарифмические ветви и два струйных потока

В силу современного положения Солнца в Галактике, из двух ее струйных потоков реально наблюдается только один, отождествляемый с ветвью Ориона-Лебеда

Солнце не принадлежит струйному потоку Ориона-Лебеда, а движется в Галактике по самостоятельной, медленно эволюционирующей орбите

Вследствие эволюции Галактики период движения Солнца и средний радиус его орбиты со временем растут, а его средняя орбитальная скорость падает

В процессе орбитального движения Солнце квазипериодически в течение ~ 1-4 млн. лет пересекает струйные потоки и спиральные галактические рукава. И всякий раз в такие эпохи Солнечная система подвергается воздействию присутствующих в них объектов, в первую очередь, звезд и комет.



Изменение расстояния от Солнца до центра Галактики R во времени t (по Баренбауму). Здесь точки пересечения периодической кривой с системой наклонных линий соответствует моментам попадания Солнца в галактические струи; буквами обозначены геохронологические периоды

13

Основой современной геохронологической шкалы является шкала стратиграфическая. В 1960-е годы границы стратоны этой шкалы получили датировку изотопными методами измерения возраста пород, что дало толчок к разработке достаточно полной и точной шкалы геохронологической. Тогда же стало окончательно ясно, что многие геологические процессы циклически повторяются на Земле с периодами $\sim 10^6 - 10^9$ лет.

Согласно галактоцентрической парадигме вся совокупность таких циклов отражает не только внутреннее эндогенное развитие Земли. Она служит также индикатором ряда мощных космических событий, которые квазипериодически повторяются в Солнечной системе и оказывают сильное влияние на природные процессы нашей планеты.

13

Космическое событие (физическая причина)	Подразделе- ние шкалы	Время (t) или период (T) повтора событий	Энергетическое воздействие, Дж
Пролеты Солнца сквозь массивные звездные облака, массовые выпадения на Землю астероидов.	Эон	$t = 3.6, 2.6, 1.65, 1.05$ млрд. лет	$\sim 10^{31} - 10^{32}$
Бомбардировки Солнечной системы галактическими кометами			
«Сильные»	Эра	$T = 250$ млн. лет	$\sim 10^{29}$
«Средние»	Период	$T = 40 - 80$ млн. лет	$\sim 10^{27} - 10^{28}$
«Слабые»	Эпоха	$T = 19 - 37$ млн. лет	$\sim 10^{26} - 10^{27}$
Столкновения Земли с крупными одиночными астероидными телами:			
диаметром более 3.5 км	Век	$T \sim 2.9$ млн. лет	$\sim 10^{22} - 10^{23}$
диаметром менее 3.5 км	Зона, раздел.	$T \sim 0.01 - 1.0$ млн. лет	$< 10^{21.5}$

Оценки климатических циклов (Н.М. Фролов)

- ✓ По результатам инструментальных измерений солнечной активности: **2-3, 5-6, 9-14, 22-23, 40-45, 70-90 и 160-190 лет.**
- ✓ В плейстоцене (находится во временном интервале 10 тыс. – 2 млн лет назад) выделены климатические ритмы с интервалами в **283, 567, 1133, 1700, 3040, 20 400 и 40 800 лет.**
- ✓ Для более древних геологических периодов различными методами были зафиксированы климатические циклы длиной **2-6, 30, 60-80 и 150-250 млн лет.**

1.8



Эпохи великих оледенений совпадают с эпохами активного звездообразования

Много новых звезд – мало энергии для Земли;
мало новых звезд – избыток энергии для Земли

Таким образом, есть основания утверждать, что речь идет о ранее неизвестной закономерности в геологическом развитии Земли, заключающейся в том, что Земля периодически накануне кембрийского и в конце силурийского, пермского, юрского и неогенового периодов **получала кванты энергии из космоса около $1 \cdot 10^{29}$ Дж**, которые обуславливали смену геократических режимов и обеспечивали необходимый энергетический минимум для перехода осадочного чехла на новые устойчивые структурно-вещественные уровни.

Список литературы

1. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеиздат, 1980.
2. Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.
3. Дмитриев В.В., Мякишева Н.В., Хованов Н.В. Многокритериальная оценка экологического состояния и устойчивости геосистем на основе метода сводных показателей. Ст. 1. Качество природных вод // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география, 1996, вып.3 (№21), с. 40–52.
4. Дмитриев В.В., Мякишева Н.В., Третьяков В.Ю. и др. Многокритериальная оценка экологического состояния и устойчивости геосистем на основе метода сводных показателей. Ст. 2. Трофический статус водных экосистем // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география, 1997, вып.1 (№ 7), с. 51–67.
5. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. – СПб: Гидрометеиздат, 2004.
6. Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1981.
7. Измайлова А.В. Современное состояние водных ресурсов естественных и искусственных водоёмов Российской Федерации и тенденции их изменения. – Дис. на соискание учен. степени д-ра геогр. наук. – Москва, 2019. 278 с.
8. Леонов Е.А. Космос и сверхдолгосрочный гидрологический прогноз. – СПб. Алтейя Наука, 2010.
9. Малинин В.Н. Уровень океана: настоящее и будущее. – Изд. РГГМУ. СПб, 2012.
10. Монин А.С, Шишков Ю.А. История климата. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.
11. Мякишева Н.В. Многокритериальная классификация озёр. – Изд. РГГМУ. СПб, 2009.
12. Павлов А.Н. Пространственно-временная структура гидросферы. – Изд. РГГМУ. СПб., 2007.
13. Павлов А.Н. Методологические основания современной геологии. – Изд. РГГМУ. СПб, 2009.
14. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга 1. – СПб.: Гидрометеиздат, 2001.
15. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга 2. – СПб.: Гидрометеиздат, 2002.
16. Хованов Н.В. Анализ и синтез показателей при информационном дефиците. – СПб: Изд-во СПб, 1996.
17. Чечкин С.А. Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат, 1990.

Содержание

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ВВЕДЕНИЕ	4
СТРУКТУРА И КОМПОНЕНТЫ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ЗЕМЛИ	6
1.1. Общие представления	6
1.2. Атмосфера	8
1.3. Гидросфера	9
1.4. Литосфера	9
1.5. Криосфера	10
1.6. Биосфера	11
1.7. Модель климатической системы	12
АКТИВНЫЙ СЛОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ	14
2.1. Общая циркуляция атмосферы	14
2.1.1. Пассаты и антипассаты. Муссоны.....	14
2.1.2. Воздушные массы.....	14
2.1.3. Атмосферные фронты. Циклоны и антициклоны.....	15
2.1.4. Центры действия атмосферы.....	18
2.1.5. Индексы общей циркуляции атмосферы.....	19
2.2. Динамика гидросферы в пределах Мирового океана	22
2.2.1. Течения.....	22
2.2.2. Водные массы.....	26
2.2.3. Приливы.....	33
2.3. Компоненты гидросферы в пределах суши	38
2.3.1. Общие представления.....	38
2.3.2. Индексы увлажненности территорий.....	39
2.3.3. Речные геосистемы суши.....	42
2.3.4. Озерные геосистемы суши.....	45
2.3.5. Антропогенное воздействие на водные геосистемы суши....	49
2.3.6. Водные экосистемы суши.....	51
2.3.7. Экологическое состояние водных экосистем суши.....	54
2.4. Структура литосферы	56
2.4.1. Литосферные плиты.....	56
2.4.2. Тектонические движения в литосфере.....	57
2.5. Компоненты криосферы	59
2.5.1. Общие сведения.....	59
2.5.2. Ледники и ледниковые покровы.....	60
2.5.3. Подземные льды.....	61
2.5.4. Вечная мерзлота.....	63
2.5.5. Морские льды и айсберги.....	63
2.5.6. Снежный покров.....	66
2.6. Функционирование биосферы	67
2.6.1. Уровни организации живой материи.....	67

2.6.2. Биогеографические зоны Земли.....	69
2.6.3. Экологические системы.....	73
2.6.4. Классификация живых организмов.....	74
ФУНКЦИОНИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ.....	75
3.1. Взаимодействие в климатической системе Земли.....	75
3.1.1. Взаимодействие в системе Земля-атмосфера.....	76
3.1.2. Взаимодействие океана и атмосферы.....	76
3.1.3. Воздействие океана на атмосферу.....	79
3.1.4. Воздействие атмосферы на океан.....	80
3.1.5. Взаимодействие вод суши и океана.....	81
3.2. Климат: определение и классификация.....	83
3.3. Изменения климата.....	87
3.3.1. Геологическая шкала времени.....	87
3.3.2. Индикаторы изменений климата в прошлом.....	90
3.3.3. Геологические и исторические изменения климата.....	91
3.3.4. Современные изменения климата.....	98
ПРАКТИКУМ.....	101
ВВЕДЕНИЕ.....	101
Практическое задание № 1 «Применение методов теории периодически коррелированных случайных процессов для анализа ритмики годовой цикличности гидрометеорологических процессов».....	103
4.1. Теоретическая часть.....	103
4.2. Расчетная часть.....	106
Практическое задание № 2 «Квантильный анализ многолетней изменчивости гидрометеорологических процессов».....	118
5.1. Теоретическая часть.....	118
5.2. Исходные данные.....	122
5.3. Расчетная часть.....	124
5.3.1. Расходы воды.....	124
5.3.2. Температура воздуха.....	127
5.3.3. Уровни воды Ладожского озера.....	131
5.3.4. Уровни воды озера Ильмень.....	134
Практическое задание № 3 «Прогнозирование гидрометеорологических процессов (на примере уровней воды в озерах)».....	138
6.1. Теоретическая часть.....	138
6.2. Исходные данные.....	142
6.3. Расчетная часть.....	142
Практическое задание № 4 «Моделирование индекса увлажненности территорий в условиях дефицита информации и неопределенности расстановки приоритетов оценивания».....	149
7.1. Теоретическая часть.....	149
7.2. Расчетная часть.....	154
Практическое задание № 5 «Экспертно-статистический анализ спорово-пыльцевых спектров озерных осадков».....	159
8.1. Метод.....	160
8.2. Пример расчета.....	162

Пример эссе.....	168
Пример презентации.....	179
Список литературы.....	188

Content

FOREWORD	Cтp. 3
INTRODUCTION	4
STRUCTURE AND COMPONENTS OF THE EARTH'S CLIMATE SYSTEM	6
1.1. General presentations	6
1.2. Atmosphere	8
1.3. Hydrosphere	9
1.4. Lithosphere	9
1.5. Cryosphere	10
1.6. Biosphere	11
1.7. Climate system model	12
ACTIVE LAYER OF THE CLIMATE SYSTEM	14
2.1. General atmospheric circulation	14
2.1.1. Trade winds and anti-trade winds. Monsoons.....	14
2.1.2. Air masses.....	14
2.1.3. Atmospheric fronts. Cyclones and anticyclones.....	15
2.1.4. Atmospheric Action Centers.....	18
2.1.5. Indices of the general circulation of the atmosphere.....	19
2.2. Dynamics of the hydrosphere within the World Ocean	22
2.2.1. Currents.....	22
2.2.2. Water masses.....	26
2.2.3. Tides.....	33
2.3. Components of the hydrosphere within the land	38
2.3.1. General presentations.....	38
2.3.2. Humidity indices of territories.....	39
2.3.3. River geosystems of land.....	42
2.3.4. Lacustrine land geosystems.....	45
2.3.5. Anthropogenic impact on land water geosystems.....	49
2.3.6. Land water ecosystems.....	51
2.3.7. Ecological state of aquatic ecosystems on land.....	54
2.4. Structure of the lithosphere	56
2.4.1. Lithospheric plates.....	56
2.4.2. Tectonic movements in the lithosphere.....	57
2.5. Components of the cryosphere	59
2.5.1. General information.....	59
2.5.2. Glaciers and ice sheets.....	60
2.5.3. Underground ice.....	61
2.5.4. Permafrost.....	63
2.5.5. Sea ice and icebergs.....	63
2.5.6. Snow cover.....	66

2.6. The functioning of the biosphere.....	67
2.6.1. Levels of organization of living matter.....	67
2.6.2. Biogeographic zones of the Earth.....	69
2.6.3. Ecological systems.....	73
2.6.4. Classification of living organisms.....	74
FUNCTIONING OF THE CLIMATE SYSTEM.....	75
3.1. Interaction in the Earth's climate system.....	75
3.1.1. Interaction in the Earth-atmosphere system.....	76
3.1.2. Interaction of ocean and atmosphere.....	76
3.1.3. The impact of the ocean on the atmosphere.....	79
3.1.4. The impact of the atmosphere on the ocean.....	80
3.1.5. Interaction of land and ocean waters.....	81
3.2. Climate: definition and classification.....	83
3.3. Climate change.....	87
3.3.1. Geological time scale.....	87
3.3.2. Indicators of climate change in the past.....	90
3.3.3. Geological and historical climate changes.....	91
3.3.4. Modern climate change.....	98
WORKSHOP.....	101
INTRODUCTION.....	101
Practical task No. 1 “Application of the methods of the theory of periodical-ly correlated random processes for the analysis of the rhythm of the annual cyclicity of hydrometeorological processes”.....	103
4.1. Theoretical part.....	103
4.2. Settlement part.....	106
Practical task No. 2 “Quantile analysis of long-term variability of hydrome-teorological processes”.....	118
5.1. Theoretical part.....	118
5.2. Initial data.....	122
5.3. Settlement part.....	124
5.3.1. Water discharges.....	124
5.3.2. Air temperature.....	127
5.3.3. Water levels of Lake Ladoga.....	131
5.3.4. Water levels of Lake Ilmen.....	134
Practical task No. 3 "Forecasting hydrometeorological processes (on the example of water levels in lakes) ”.....	138
6.1. Theoretical part.....	138
6.2. Initial data.....	142
6.3. Settlement part.....	142
Practical task No. 4 “Modeling the index of wetness of territories in the con-ditions of lack of information and uncertainty in prioritization of assessment”.....	149
7.1. Theoretical part.....	149
7.2. Settlement part.....	154

Practical task No. 5 “Expert-statistical analysis of spore-pollen spectra of lake sediments”	159
8.1. Method	160
8.2. Calculation example	162
Example of the essay	168
Presentation example	179
References	188

Учебное издание

Наталья Вячеславовна Мякишева

**КЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ЗЕМЛИ:
ПРОШЛОЕ И НАСТОЯЩЕЕ**

*Компьютерный набор: Решин Н.А.
Компьютерная верстка: Гайдукова Е.В.*

Печатается в авторской редакции.

Подписано в печать 13.09.2022. Формат 60×90 1/16.
Гарнитура Times New Roman. Печать цифровая.
Усл. печ. л. 12,125. Тираж 5 экз. Заказ № 1282.
РГГМУ, 192007, Санкт-Петербург, Воронежская ул., д. 79.