

ГЛАВА 1

ОБЩЕМЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ

*С. М. Семенов, В. В. Асмус, А. А. Величко, В. А. Кровотынцев,
В. Н. Крупчатников, В. В. Попова, Е. Н. Попова, А. Б. Шмакин*

ВВЕДЕНИЕ

Термин “климат” обычно понимается как средняя погода. Средние реализовавшихся значений метеорологических величин в данной точке пространства, например за первую неделю июля 2011 г., характеризуют погоду этого периода времени. Они могут отличаться от средних значений за последние, скажем, 30 лет. Эти, последние, характеризуют климат первой недели июля. Различия — аномалии погоды данного периода времени.

Использование 30 лет — условность, так как имеется в виду просто длительный период. Раньше считалось, что климат не изменяется. Таким образом, чем больше период осреднения характеристик погоды, тем точнее характеристика климата. А наблюдаемая изменчивость метеорологических величин — аномалии погоды, т. е. ненаправленные отклонения от постоянных климатических средних значений.

Развитие климатологии во второй половине XX в. показало, что климат не постоянен. Более того, как свидетельствуют палеоклиматические реконструкции, он изменялся всегда. Изменения климата происходят как под действием естественных причин, так и вследствие антропогенного воздействия на климатическую систему.

Глобальное потепление последней трети XX в. стимулировало исследования изменений климата, их причин и последствий. Это заметно расширило традиционную сферу, в которой ранее изучались лишь аномалии погоды и их последствия для природных и хозяйственных систем, для здоровья населения. Заметим, что состояние этих объектов воздействия измене-

ния климата может меняться не только из-за климата, но и по иным причинам (например, вследствие загрязнения окружающей среды). Для корректной оценки изменений климата и состояния объектов, на которые воздействуют изменения климата, необходимо не только выявление изменений (*detection*, *англ.*), но и объяснение причин — атрибуция (*attribution*, *англ.*). При этом нужны соответствующие методы для анализа изменений как в прошлом и настоящем, так и в будущем.

В данной главе рассмотрены общеметодологические вопросы, связанные с этим кругом проблем. Обсуждаются в общем данные и методы, необходимые для их решения. Ввиду особой актуальности этих вопросов отдельные разделы посвящены палеогеографическим подходам, возможностям дистанционного мониторинга и анализу экстремальности климата и последствиям его изменения. В последующих предметных главах обсуждение развито и углублено и дана соответствующая конкретизация.

КЛИМАТ, ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ПОСТАНОВКА ВОПРОСА

Климат

Поясним понятие “климат” более точно. Данной точке \bar{r} в атмосфере (на земной поверхности или над ней) в данный момент времени t можно сопоставить набор значений метеорологических переменных $\bar{x} = \{x_1, x_2, \dots, x_k\}$. Они по традиции называются “метео-

рологических величинами”. Выберем для работы и зафиксируем их некоторую достаточно полную совокупность $1, 2, \dots, K$. Такая минимальная совокупность обычно включает в себя температуру, давление, влажность воздуха, его плотность, концентрацию примесей, способных повлиять на погоду (например, способствовать конденсации влаги и выпадению осадков), а также потоки лучистой энергии. На земной поверхности в эту совокупность входят также и осадки. Значения этих переменных и составляют основу описания климата в рассматриваемой точке пространства. Эти значения могут быть получены в результате наблюдений или вычислений.

В заданной области трехмерного пространства U в пределах заданного отрезка времени $[t_1, t_2]$ совокупность выбранных метеорологических переменных $\bar{x} = \{x_1, x_2, \dots, x_K\}$ будет изменяться во времени определенным образом: $x_k = f_k(\bar{r}, t)$. Здесь $\bar{r} \in U$ — точка пространства, а $t \in [t_1, t_2]$ — момент времени.

Вектор-функция

$$\bar{f}(\bar{r}, t) = \{f_1(\bar{r}, t), f_2(\bar{r}, t), \dots, f_K(\bar{r}, t)\},$$

описывающая зависимость точки K -мерного пространства, в котором координатами являются метеорологические величины, от точки \bar{r} физического трехмерного пространства и момента времени t , называется климатом в области пространства U на отрезке времени $[t_1, t_2]$.

Если U — весь земной шар, то говорят о глобальном климате. По климатологической традиции при характеристике климата используются обычно промежутки времени не менее 30 лет (Монин, Шишков, 1979).

Такое понимание климата мы принимаем, следуя работам Г. В. Грузы и Э. Я. Раньковой (1980, 2003, 2004). Таким образом, мы избавляем себя от вопроса, меняется ли климат. Он по определению различен для разных отрезков времени и областей нашего трехмерного пространства. Корректные вопросы этого рода могут выглядеть, в частности, следующим образом:

- Насколько климаты в данной области U на отрезках времени $[t_1, t_2]$ и $[t'_1, t'_2]$ похожи или различны?

- Насколько климаты в областях U и U' на отрезке времени $[t_1, t_2]$ похожи или различны?

Ответы на эти и другие подобные вопросы можно получить, анализируя данные измерений или вычислений метеорологических величин. Наиболее распространенный способ анализа климата — разложение функции $\bar{f}(\bar{r}, t)$ на тренд $\bar{f}_0(\bar{r}, t)$ и шум $\bar{\varepsilon}(\bar{r}, t)$:

$$\bar{f}(\bar{r}, t) = \bar{f}_0(\bar{r}, t) + \bar{\varepsilon}(\bar{r}, t).$$

Это векторное равенство означает, что все составляющие, соответствующие выбранным K метеорологическим переменным, представляются в виде суммы тренда и шума:

$$f_k(\bar{r}, t) = f_{k0}(\bar{r}, t) + \varepsilon_k(\bar{r}, t).$$

По смыслу введенных понятий, тренд — медленно меняющаяся часть, а шум — быстро меняющаяся. Конечно, “медленно” и “быстро” не являются объективными характеристиками природных процессов. Эти понятия зависят от цели исследования и определяются исследователем.

Например, если рассматривать среднегодовую температуру в приповерхностном слое воздуха в какой-либо точке пространства, то можно выделить медленную составляющую — долговременный тренд среднегодовой температуры — и быструю составляющую, описывающую ненаправленную межгодовую изменчивость.

Другой пример связан с пространственной изменчивостью. Если область U , климат которой на некотором отрезке времени $[t_1, t_2]$ изучается, имеет значительную протяженность по широте, то в медленную часть войдет широтный тренд температуры.

Шум обычно описывается статистической моделью. Часто предполагается, что $\bar{\varepsilon}_k(\bar{r}, t)$ при разных t являются реализациями некоторого централизованного стационарного случайного поля E_k . Оно характеризуется, в частнос-

ти, автоковариациями значений во времени и пространстве. Можно также изучать кроссковариационные характеристики полей, соответствующих разным метеорологическим величинам.

При сравнении климатов в области U на отрезках времени $[t_1, t_2]$ и $[t'_1, t'_2]$ могут обнаруживаться различия как медленных составляющих климатических переменных, так и быстрых, т. е. могут меняться свойства случайных полей E_k . Это очень важный класс изменений климата с прикладной точки зрения. В этот класс входят изменения показателей экстремальности климата, в частности, вероятности выхода значений метеорологической переменной за определенные верхние и нижние пороговые значения. Типичный пример — вероятность экстремально больших и экстремально малых значений количества жидких осадков в достаточно длительные отрезки времени. Это может вызывать такие опасные явления, как засуха или наводнение.

Климат на Земле может изменяться как по естественным причинам, так и вследствие антропогенного воздействия. Среди естественных факторов — вариации потока солнечной энергии, достигающего верхней границы земной атмосферы, изменения параметров земной орбиты, а также эндогенные факторы, порождающие сравнительно короткопериодные циклические изменения климата (Эль-Ниньо и др.). Среди антропогенных факторов — изменения содержания парниковых газов в атмосфере (что влечет изменение парникового эффекта) и альбедо земной поверхности в процессе хозяйственной деятельности.

При исследовании изменения климата в прошлом, настоящем и будущем центральными вопросами являются следующие:

- Насколько изменился климат (выявление)?
- Какая часть этого изменения может быть связана с антропогенным воздействием на климатическую систему Земли, а какая — с действием естественных факторов, формирующих климат (атрибуция)?

Изменения климата влияют на состояние хозяйственных и природных систем, здоровье населения. Это влияние осуществляется совместно с влиянием множества иных факторов неклиматической природы — экологических, экономических, демографических и прочих, что значительно усложняет анализ воздействия — отклик. В ряде случаев “маскирующее” влияние неклиматических факторов очень велико, что препятствует выделению климатического сигнала.

В связи с изменением во времени состояния упомянутых объектов в прошлом, настоящем и будущем возникают следующие два вопроса:

- Как оценить количественно это изменение (выявление)?
- Как определить, какая часть этого изменения связана с климатическими и неклиматическими факторами (атрибуция)?

Таким образом, в общем смысле для наблюдаемого или ожидаемого изменения величины любой природы выявление изменения есть количественное определение изменения, сопровождаемое оценкой его неопределенности, а установление причин изменения — разложение изменения на составляющие, связанные с действием разных факторов.

Выявление изменений климата и климатогенных изменений

Данные

Информационной основой для выявления изменения климата, изменения состояния объектов его воздействия, а также любых систем служат данные наблюдений за переменными (величинами), характеризующими их состояние.

Данные о состоянии какого-либо объекта получаются в ходе наблюдений, которые могут осуществляться как контактно (путем наземных инструментальных измерений или визуальных наблюдений), так и дистанцион-

ными методами с использованием самолетов, аэростатов, спутников.

Если мониторинг осуществляется не в какой-то конкретной точке пространства, а охватывает определенную часть земной поверхности, то данные позволяют получать представление о полях переменных и их изменениях во времени. Такая информация о пространственном распределении переменных является наиболее ценной, она позволяет составить картографический образ изучаемых изменений. В ее получении сейчас все большее значение приобретают дистанционные методы.

В новое время (условно — с начала XIX в. по настоящее время) развитие науки привело, в частности, к определенному планированию получения таких данных. Постепенно было сформировано представление о системе мониторинга (Izrael, 1983).

Не стремясь дать точное определение (которых накопилось множество), укажем лишь, что под такой системой контактных наблюдений подразумевается следующее:

- наблюдения за некоторым классом объектов, проводимые с определенной целью;
- наблюдения, организованные специальным образом в пространстве и во времени;
- измерения во времени являются повторяющимися и продолжительными;
- измерения в пространстве производятся в определенных пунктах — станциях, составляющих сеть; обычно стремятся сохранять положение этих пунктов в пространстве, однако это не обязательно и зависит от цели наблюдений;
- в наблюдениях и измерениях стремятся максимально соблюдать методическое, в частности инструментальное, единство;
- современные системы мониторинга обладают подсистемами передачи данных, их хранения и обработки.

Классическим примером такой системы является система мониторинга климата. На рис. 1.1 представлена базовая сеть наземных станций Глобальной системы наблюдения за

климатом (Global Climate Observing System — GCOS, <http://www.wmo.ch/web/>).

В конце XX в. — начале XXI в. в науках о Земле произошло событие, многократно увеличившее эффективность систем мониторинга и открывшее принципиально новые возможности — внедрение и интенсивное развитие дистанционных, в том числе космических, методов мониторинга. С приборов, установленных на искусственных спутниках Земли (ИСЗ), сейчас поступает информация высокого временного и пространственного разрешения. Это позволяет получать во многих случаях практически непрерывные картографические образы исследуемых полей и анализировать их изменение во времени. Так изучаются самые разные характеристики климатической системы Земли: физические (например, поля температуры) и биологические (например, “зеленость”, что характеризует плотность фитомассы).

Отметим, что такое развитие дистанционных методов наблюдений внесло существенную поправку в концепцию систем мониторинга — значение наземных станций, сети мониторинга изменилось. Во все большей степени они используются для калибровки дистанционных средств наблюдений и верификации результатов дистанционных оценок.

На рис. 1.2 приведен пример результатов измерений параметров атмосферы с помощью спутниковых технологий — повторяемость облаков всех типов и высоких облаков (выше изобарической поверхности 440 гПа) зимой и летом 1979 и 2001 гг.

Выше шла речь об инструментальных наблюдениях — контактных и дистанционных, — которые описывают современность. Однако в современной науке о климате и последствиях его изменения весьма важна информация о прошлом, для чего используются палеогеографические данные. Вследствие специальных свойств некоторых элементов климатической системы Земли в них “отпечатываются” коле-

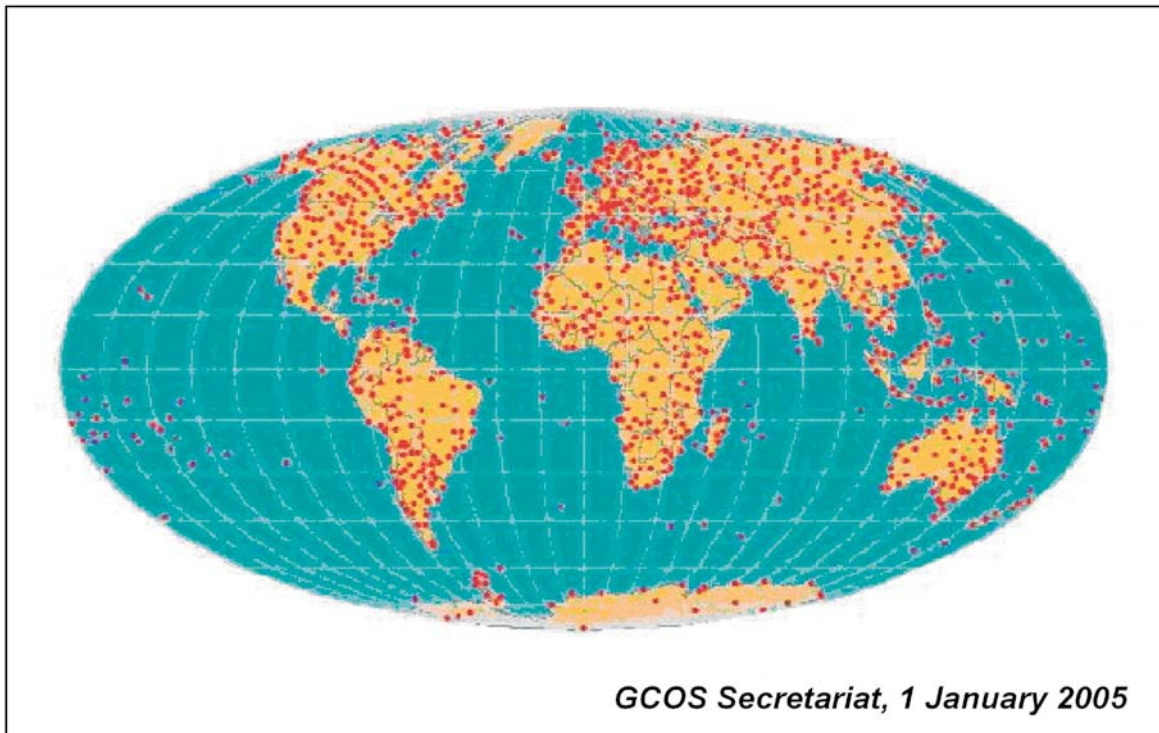


Рис. 1.1. Базовая сеть наземных станций Глобальной системы наблюдения за климатом (Global Climate Observing System — GCOS), <http://www.wmo.ch/web/>.

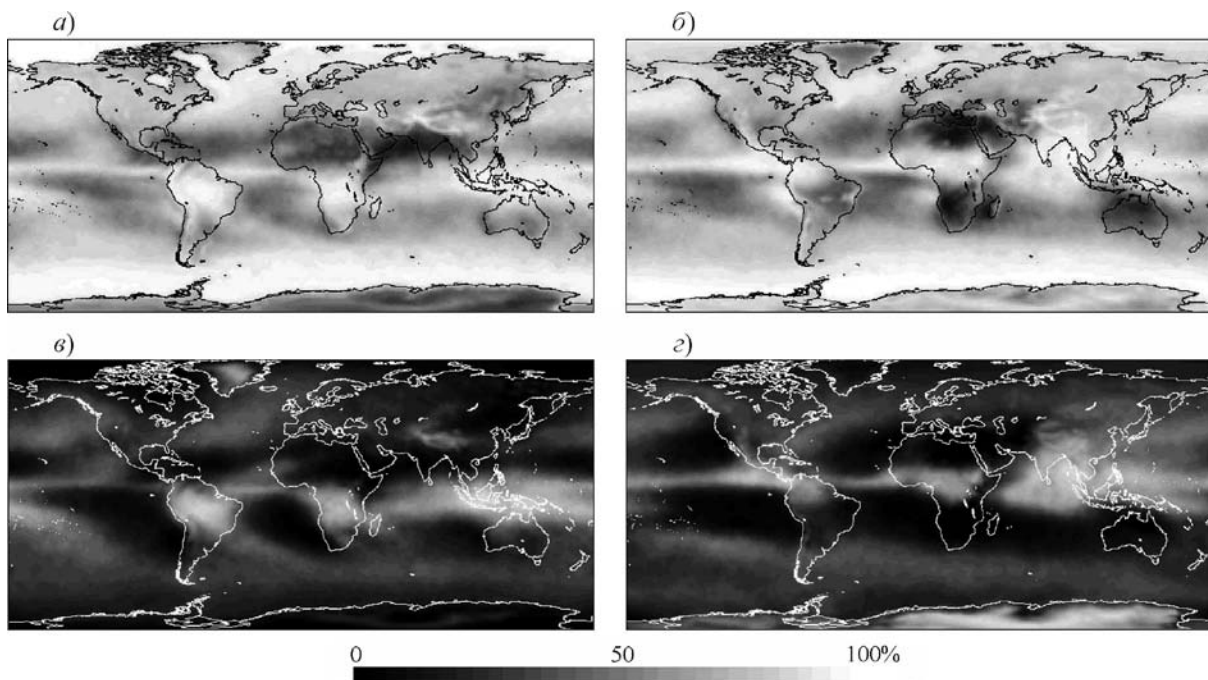


Рис. 1.2. Повторяемость облаков (%) всех типов (а, б) и облаков верхнего яруса, располагающихся выше изобарической поверхности 440 гПа (в, г), в 1979—2001 гг. зимой (декабрь, январь, февраль; а, в) и летом (июнь, июль, август; б, г). Спутниковые данные Национальной администрации по океану и атмосфере (NOAA, США), полученные с помощью инфракрасного радиометра с высокой разрешающей способностью “Sounder” (HIRS — High Resolution Infrared Radiometer Sounder; Wylie et al., 2005).

бания климата в прошлом (в том числе в отдаленном), и эту информацию удастся выявить.

Широко известен пример использования информации, получаемой при изучении ледниковых кернов. Слои их прироста поддаются датировке, а данные о химическом составе слоев позволяют реконструировать параметры климата прошлого, а также химический состав атмосферного воздуха (с помощью анализа воздуха в замкнутых микрополостях во льду). Приведем в качестве примера (рис. 1.3) реконструкцию значений температуры воздуха в приповерхностном слое в последние 420 000 лет, выполненную в ходе анализа ледовых кернов со станции Восток (Антарктида). Результаты этого исследования были опубликованы международной группой авторов (Petit et al., 1999; Jouzel et al., 1987, 1993, 1996), в которую входили российские исследователи В. М. Котляков, Н. И. Барков, В. Я. Липенков и В. Н. Петров.

Другой пример — древесные хронологии. В структуре стволовой древесины некоторых пород деревьев хорошо различимы годовичные кольца, т. е. те слои, которые образовались за год. Годовой радиальный прирост деревьев (или прирост за определенную часть вегета-

онного сезона) в значительной мере определяется погодой. Это позволяет реконструировать ее по имеющимся рядам радиального прироста деревьев (Fritts, 1966; Hughes et al., 2006; 1999; Vaganov et al., 2011). Для получения последних используются старые деревья и образцы ископаемой древесины. Развита методика датировки и стыковки таких рядов. При этом уровень знания факторов прироста деревьев, в частности понимания роли климатических факторов, является удовлетворительным. В пользу этого свидетельствуют данные, приведенные, например, на рис. 1.4. На нем показан уровень корреляции модельных и фактических временных рядов радиального прироста деревьев.

Определенную информацию о колебаниях климата можно получить также изучая донные отложения в озерах. Скорость накопления донных отложений и их характер зависят от погоды. Поэтому датируя и изучая слои донных отложений в озерах, можно получить некоторое представление об изменениях климата в прошлом (Кузьмин и др., 1997).

Преыдущие примеры относились к изучению колебаний климата по косвенным историческим данным, в том числе по данным о

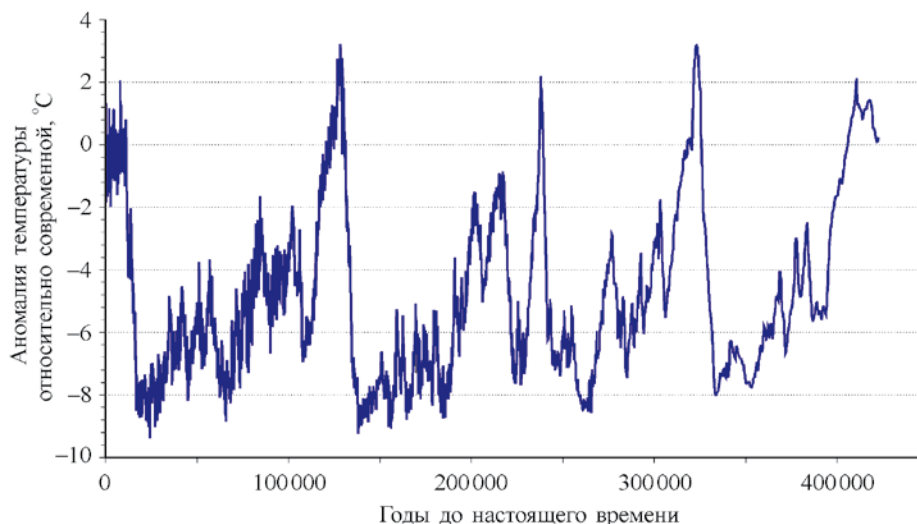


Рис. 1.3. Изменение аномалий температуры в приповерхностном слое атмосферы на станции Восток в Антарктиде по отношению к современной (Petit et al., 1999; Jouzel et al., 1987, 1993, 1996).

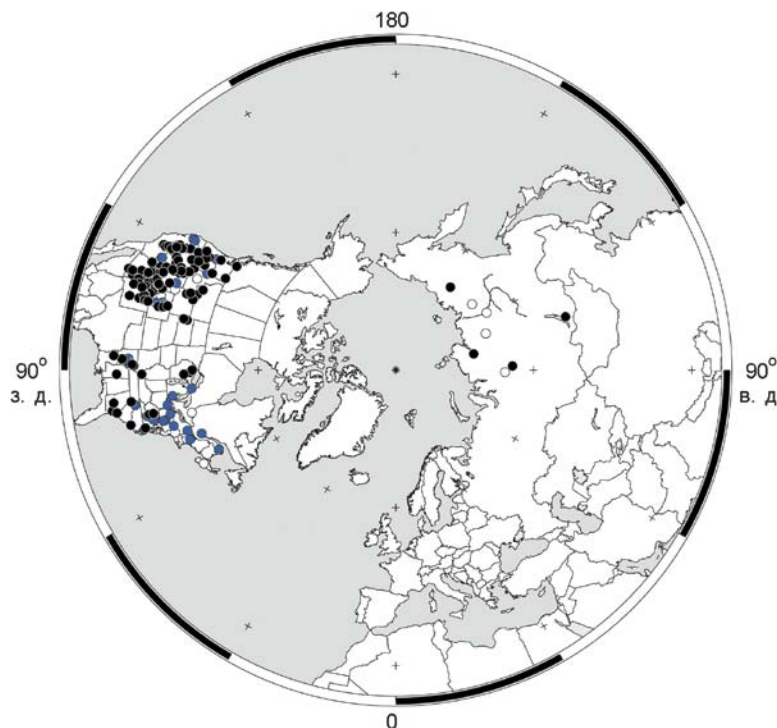


Рис. 1.4. Значимость корреляции модельных и фактических данных о древесных кольцах деревьев с восьми точек на территории России и со 190 точек в Северной Америке. Черные и синие круги означают достоверность на уровне 99 и 95% соответственно, а полые круги — менее 90% (Evans et al., 2006; цитировано по Vaganov et al., 2011).

годовом приросте деревьев. Однако если рассматривать процессы на несколько больших интервалах времени (сотни лет и более), то само пространственное распределение растений дает представление о климате. Ведь при больших временных интервалах состояние растительности соответствует климату, приходит в равновесие, характерное для данного климата (хотя в действительности фактор запаздывания имеет место).

Современное соответствие климат — растительность достаточно хорошо изучено. Поэтому исходя из заданного пространственного распределения растений можно достаточно уверенно оценить основные параметры климата. Палеогеографические методы (в том числе палинологические) дают хорошие возможности для оценки распределения растений в прошлом, что и является основой для реконструкции региональных климатов прошлого (Тарасов, 2000). Этот вопрос далее будет более подробно обсуждаться в данной главе.

Оценка линейных трендов

Часто предметом исследования является не изменчивость какого-либо параметра климата или объекта воздействия его изменения, а тенденции изменения на определенном отрезке времени. Это особенно характерно для исследования современных процессов, связанных с климатом, поскольку наиболее интенсивные его изменения (потепление) начались сравнительно недавно — в 1960—1970-х годах. Такие тенденции чаще всего представляются в виде линейных трендов, и технология их выявления не зависит от того, изучается тренд параметра климата или какого-либо иного параметра.

При оценке линейного тренда предполагается, что значение наблюдаемой переменной x линейно меняется со временем t , однако также подвержено влиянию факторов ненаправленной изменчивости:

$$x(t) = a + bt + \xi(t). \quad (1.1)$$

Здесь a и b — константы, а $\xi(t)$ — независимые реализации центрированной случайной величины ξ с дисперсией D .

Для моментов времени t_1, t_2, \dots, t_N значения наблюдаемой величины $x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_N)$ известны по данным мониторинга. Необходимо получить оценку коэффициентов a и b .

Эти оценки получаются методом наименьших квадратов (МНК), т. е. выбираются те значения a и b , при которых достигается минимум суммы

$$\left[\sum_{n=1}^N (x(t_n) - a - bt_n)^2 \right].$$

Этот метод дает следующие оценки b и a соответственно:

$$\hat{b} = \frac{\sum_{n=1}^N (x(t_n) - M[x])(t_n - M[t])}{\sum_{n=1}^N (t_n - M[t])^2}; \quad (1.2)$$

$$\hat{a} = M[x] - \hat{b}M[t]. \quad (1.3)$$

Здесь

$$M[x] = \left(\sum_{n=1}^N x(t_n) \right) / N \text{ и } M[t] = \left(\sum_{n=1}^N t_n \right) / N.$$

Эти оценки являются статистически не смещенными, т. е. их математическое ожидание равно значению оцениваемых (но нам не известных) параметров b и a .

Чтобы понять, как далеко могут находиться полученные оценки от истинных (нам не известных) значений b и a , надо получить представление об их случайных ошибках. Для этого, во-первых, вычислим так называемые “остатки”, т. е. отклонения наблюдаемых значений от предписываемых линейной зависимостью, найденной методом наименьших квадратов:

$$\hat{\xi}(t_n) = x(t_n) - \hat{a} - \hat{b}t_n, \quad n = 1, 2, \dots, N. \quad (1.4)$$

В предположении о нормальности отклонений ξ отклонение $\hat{b} - b$ будет также рас-

пределено нормально, причем статистически независимая от $\hat{b} - b$ оценка \hat{s} его ошибки s вычисляется по формуле

$$\hat{s} = \sqrt{\frac{\frac{1}{N-2} \sum_{n=1}^N (\hat{\xi}(t_n))^2}{\sum_{n=1}^N (t_n - M[t])^2}}. \quad (1.5)$$

В числителе — несмещенная оценка \hat{D} дисперсии D . Распределение отношения $(\hat{b} - b) / \hat{s}$ есть распределение Стьюдента с $(N - 2)$ степенями свободы.

Из этого следует, например, что критерием положительности тренда может служить соотношение

$$\hat{b} > \zeta \hat{s},$$

где ζ — соответствующий квантиль распределения Стьюдента. Конкретное значение ζ зависит от длины ряда наблюдений N . Например, при $N = 18$ для уровней значимости 0,90 и 0,99 значения ζ равны 1,337 и 2,583 соответственно (Мюллер и др., 1982).

Иногда полезно полное картирование отношения $\Omega = \hat{b} / \hat{s}$, что дает возможность судить о том, в какой области возможно выделение положительного или отрицательного тренда и с какой достоверностью. Пример такого картирования приведен на рис. 1.5.

Выявление изменений расчетным способом по косвенным данным

Рассмотрим следующую упрощенную ситуацию. Состояние объекта воздействия в точке географического пространства описывается переменными $\bar{q}(t) = (q_1(t), q_2(t), \dots, q_L(t))$. Не будем в обозначениях указывать точку пространства \bar{r} , чтобы не усложнять символику. Состояние рассматриваемого объекта меняется во времени под влиянием климатических факторов, которые описываются переменными $\bar{x}(t) = \{x_1(t), x_2(t), \dots, x_K(t)\}$, а также неклиматических факторов $\bar{y}(t) = (y_1(t), y_2(t), \dots, y_M(t))$.

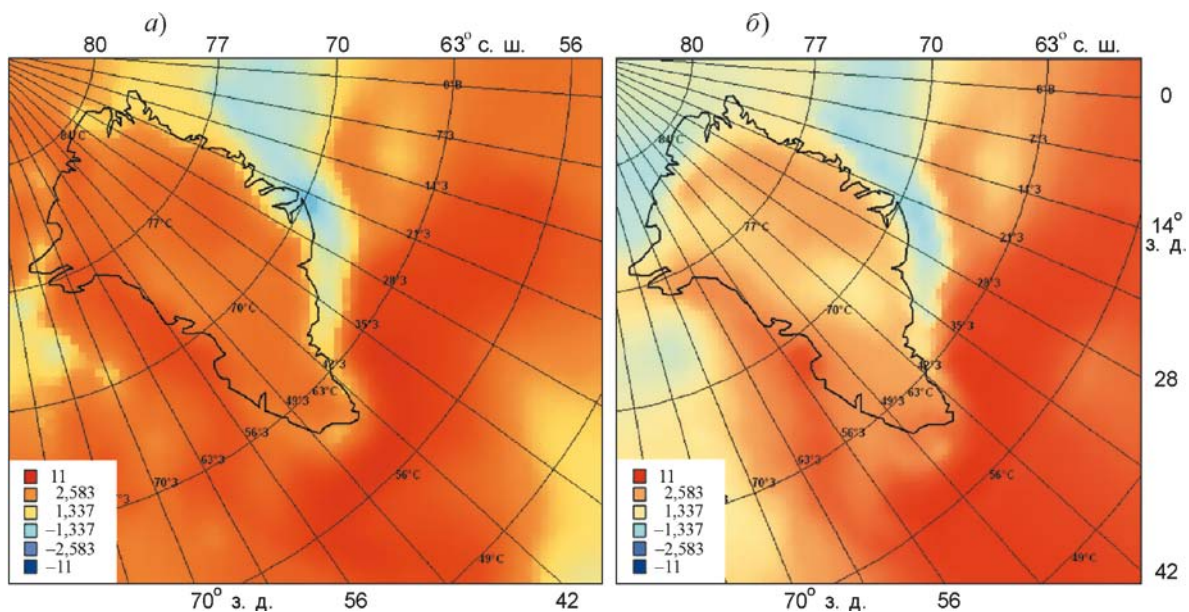


Рис. 1.5. Оценка достоверности линейного тренда среднегодовой температуры земной поверхности в регионе Гренландии в 1990—2007 гг. На рисунке приведены значения критерия Ω для оценок коэффициента регрессии температуры на время: а) по данным дистанционного мониторинга; б) по данным математического моделирования (Корнева и др., 2011); цветной вариант рисунка выполнен И. А. Корневой.

Эти группы переменных называются иногда “драйверами” или “предикторами” соответственно климатической и неклиматической природы.

Иногда изменение $\Delta\bar{q}(t)$ невозможно выявить исходя из данных мониторинга состояния объекта. Например, ареалы распространения переносчиков болезней человека (комаров, клещей) часто существенно зависят от климата (это справедливо для малярии, клещевого энцефалита и некоторых других трансмиссивных болезней). Однако во многих регионах мира заболеваемость практически отсутствует вследствие эффективного эпидемического надзора и истребительных мероприятий, проводимых в отношении популяций переносчиков. Таким образом, определить, условия какой части пространства благоприятны для существования популяции переносчиков, по данным мониторинга невозможно. В частности, невозможно оценить влияние изменений климата на эпидемическую ситуацию в этой части пространства. Но такие оценки весьма

важны, поскольку необходимо знать, на какой территории осуществлять эпидемический надзор — достаточно ресурсоемкое мероприятие.

В таких случаях оценки проводятся исходя из данных мониторинга о драйверах, предикторах изменений $\Delta\bar{q}(t)$. В рассмотренном примере с ареалами переносчиков болезней человека возможно использовать данные мониторинга климата, поскольку фундаментальные исследования требований переносчиков к климату среды позволили установить определенные количественные закономерности. Эти требования описаны в терминах температуры, осадков и других наблюдаемых климатических параметров. Это позволяет вычислить изменения $\Delta\bar{q}(t)$, соответствующие заданному наблюдаемому изменению климата при неизменных прочих неклиматических условиях среды. На рис. 1.6 в качестве примера приведены результаты такой расчетной оценки произошедших изменений ареала переносчика клещевого энцефалита — клеща *Ixodes persulcatus* — на территории России, стран СНГ и Балтии в период 1976—2005 гг. по сравнению



Рис. 1.6. Возможное климатообусловленное изменение ареала *I. persulcatus* на территории России, стран СНГ и Балтии в период 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг. 0 — переносчик отсутствовал как в 1946—1975 гг., так и в 1976—2005 гг.; 1 — сокращение ареала в период 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг.; 2 — расширение ареала в период 1976—2005 гг. по сравнению с периодом 1946—1975 гг.; 3 — переносчик присутствовал как в 1946—1975 гг., так и в 1976—2005 гг. (Ясюкевич и др., 2009).

с периодом 1946—1975 гг. Расчет (Ясюкевич и др., 2009) проведен при следующих предположениях. Северная граница распространения *I. persulcatus* описывается изолинией суммы активных температур 1400°C , при меньших значениях вид не встречается (здесь и далее это — сумма за календарный год среднесуточных значений температуры воздуха, превышающих 10°C). Южным пределом распространения вида можно считать границу между лесостепью и степью. При расчете были использованы суточные метеорологические данные со станций, расположенных на территории СССР (<http://www.meteo.ru>).

Карта-схема 1.6 — монофакторная, она представляет результат оценки климатогенного изменения ареала исходя из постоянс-

тва прочих условий среды. Если изменяются и другие условия, помимо климата, то нужно использовать более полные модели, включающие и неклиматические драйверы.

Используемые при таких расчетах модели могут быть разной сложности: прикладные климатические индексы, статистические модели, динамические имитационные модели. Заметим, что для описания отклика на будущие изменения климата модельный подход — использование расчетных методов — является единственно возможным для решения проблемы.

На рис. 1.7 изображена логическая схема, иллюстрирующая сказанное выше в отношении выявления изменений в состоянии изучаемого объекта.

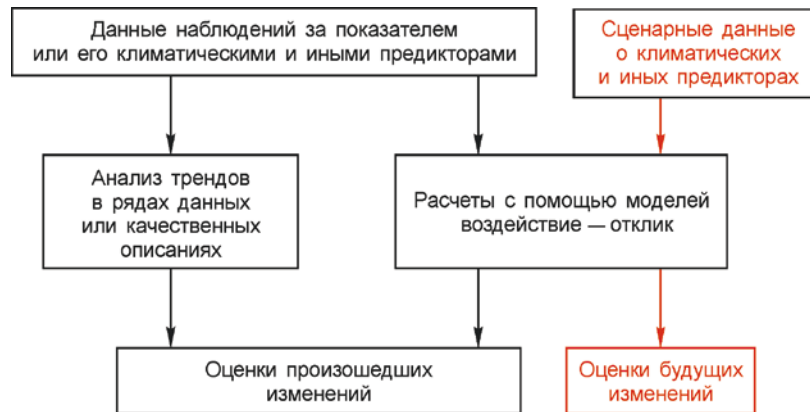


Рис. 1.7. Возможные пути оценки изменения состояния объектов, на которые воздействует изменение климата.

Установление причин изменения (атрибуция)

Анализ рядов данных

Рассмотрим два ряда данных $\{x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_n), \dots, x(t_N)\}$ и $\{q(t_1), q(t_2), \dots, q(t_n), \dots, q(t_N)\}$, которые представляют собой последовательность значений наблюдаемых величин x и q — предполагаемого драйвера и изучаемой переменной соответственно — в моменты времени $t_1, t_2, \dots, t_n, \dots, t_N$. Предполагается, что

$$x(t) = a + bt + \xi(t) \text{ и } q(t) = c + dt + \eta(t). \quad (1.6)$$

Здесь t — время, $\xi(t)$ и $\eta(t)$ — независимые реализации центрированных случайных величин ξ и η , a, b, c и d — константы.

Можно оценить коэффициент корреляции величин x и q между собой в предположении, что $b = 0$ и $d = 0$ (т. е. временной тренд отсутствует), а также коэффициент корреляции их отклонений ξ и η от линейных трендов (если они имеются).

В первом случае коэффициент ковариации C_{xq} переменных x и q оценивается по следующей формуле:

$$C_{xq} = \frac{\sum_{n=1}^N (x(t_n) - M[x])(q(t_n) - M[q])}{N-1}, \quad (1.7)$$

где

$$M[x] = \left(\sum_{n=1}^N x(t_n) \right) / N$$

$$M[q] = \left(\sum_{n=1}^N q(t_n) \right) / N.$$

Коэффициент корреляции R_{xq} вычисляется по формуле

$$R_{xq} = \frac{C_{xq}}{\sqrt{C_{xx}} \sqrt{C_{qq}}}. \quad (1.8)$$

Во втором случае оценка коэффициента корреляции $R_{\xi\eta}$ отклонений от линии регрессии выполняется следующим образом.

Сначала методом наименьших квадратов оцениваются коэффициенты линейных регрессионных зависимостей $(a + bt)$ и $(c + dt)$ исходя из рядов данных $\{x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_n), \dots, x(t_N)\}$ и $\{q(t_1), q(t_2), \dots, q(t_n), \dots, q(t_N)\}$ соответственно; $\hat{a}, \hat{b}, \hat{c}, \hat{d}$ — полученные оценки. Напомним формулы для \hat{a} и \hat{b} (для \hat{c} и \hat{d} они аналогичны):

$$\hat{b} = \frac{\sum_{n=1}^N (x(t_n) - M[x])(t_n - M[t])}{\sum_{n=1}^N (t_n - M[t])^2};$$

$$\hat{a} = M[x] - \hat{b}M[t].$$

Затем формируются ряды $\{\hat{\xi}(t_1), \hat{\xi}(t_2), \dots, \hat{\xi}(t_n), \dots, \hat{\xi}(t_N)\}$ и $\{\hat{\eta}(t_1), \hat{\eta}(t_2), \dots, \hat{\eta}(t_n), \dots, \hat{\eta}(t_N)\}$ путем исключения из рядов исходных значений линейного тренда:

$$\hat{\xi}(t_n) = x(t_n) - \hat{a} - \hat{b}t_n; \quad \hat{\eta}(t_n) = q(t_n) - \hat{c} - \hat{d}t_n, \\ n = 1, 2, \dots, N. \quad (1.9)$$

Затем оценивается коэффициент корреляции $R_{\xi\eta}$ величин ξ и η по формуле

$$R_{\xi\eta} = \frac{\left(\sum_{n=1}^N \hat{\xi}_n \hat{\eta}_n \right) / (N-2)}{\sqrt{\left(\sum_{n=1}^N \hat{\xi}_n^2 \right) / (N-2)} \sqrt{\left(\sum_{n=1}^N \hat{\eta}_n^2 \right) / (N-2)}}. \quad (1.10)$$

Эта формула практически идентична формуле для расчета R_{xq} . Однако средние вычитать не надо, поскольку теоретически они равны нулю. А делить нужно не на $(N-1)$, а на $(N-2)$, поскольку статистических степеней свободы на одну меньше. В числителе — оценка коэффициента ковариации величин ξ и η , а в знаменателе — произведение оценок их среднеквадратических отклонений (под квадратными корнями — оценки дисперсий величин ξ и η).

Собственно выявление изменения $\Delta q(t) = (\Delta q_1(t), \Delta q_2(t), \dots, \Delta q_L(t))$ в одном ряде данных (например, в одной точке пространства) в общем случае не дает никакой информации о его причинах, например, о его климатогенной составляющей. Более того, совместный анализ одной пары временных рядов данных какой-либо переменной q и ее предполагаемого климатического драйвера x (нижние индексы здесь опущены для упрощения символики) также недостаточен для атрибуции. В этом случае исследователи часто ошибочно полагаются на метод корреляционного анализа. Однако следует иметь в виду следующее:

— коэффициент R_{xq} характеризует взаимозависимость ненаправленных отклонений пе-

ременных x и q от их средних значений в ситуации отсутствия систематических изменений этих переменных;

— коэффициент $R_{\xi\eta}$ характеризует взаимозависимость ненаправленных отклонений переменных x и q от их линий трендов в ситуации наличия систематических изменений этих переменных;

— оба коэффициента никак не характеризуют взаимозависимость систематических изменений этих переменных — коэффициентов регрессии b и d .

Иногда при статистических оценках коэффициент R_{xq} получается довольно большим. Однако это не свидетельствует о причинно-следственной связи, а лишь означает, например, что обе переменные менялись приблизительно линейно. Если бы их изменение во времени было линейным, модуль коэффициента R_{xq} был бы равен 1. Правда, такое изменение во времени при отсутствии систематических изменений маловероятно.

Если в исследовании имеется не одна пара временных рядов $\{x(t_1), x(t_2), \dots, x(t_n), \dots, x(t_N)\}$ и $\{q(t_1), q(t_2), \dots, q(t_n), \dots, q(t_N)\}$, а некоторая совокупность таких пар, то анализ взаимозависимости переменных x и q возможен. Например, оценив для каждой такой пары временных рядов коэффициенты b и d , можно сопоставлять их оценки \hat{b} и \hat{d} для элементов имеющейся совокупности. В частности, можно изучать число тех элементов совокупности, для которых \hat{b} и \hat{d} имеют одинаковые (разные) знаки. Если оно относительно велико, и такая ситуация соответствует теоретическим (априорным) представлениям, то можно делать соответствующие заключения о причинах наблюдаемых изменений.

Примерно такая схема анализа была реализована Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) в Четвертом оценочном докладе (Climate Change 2007, 2007a, 2007b). В нем рассмотрена значительная совокупность точек пространства, где располагались физические или биологические системы. Их изменения оказались в подавляющем большинстве случаев согласованы с

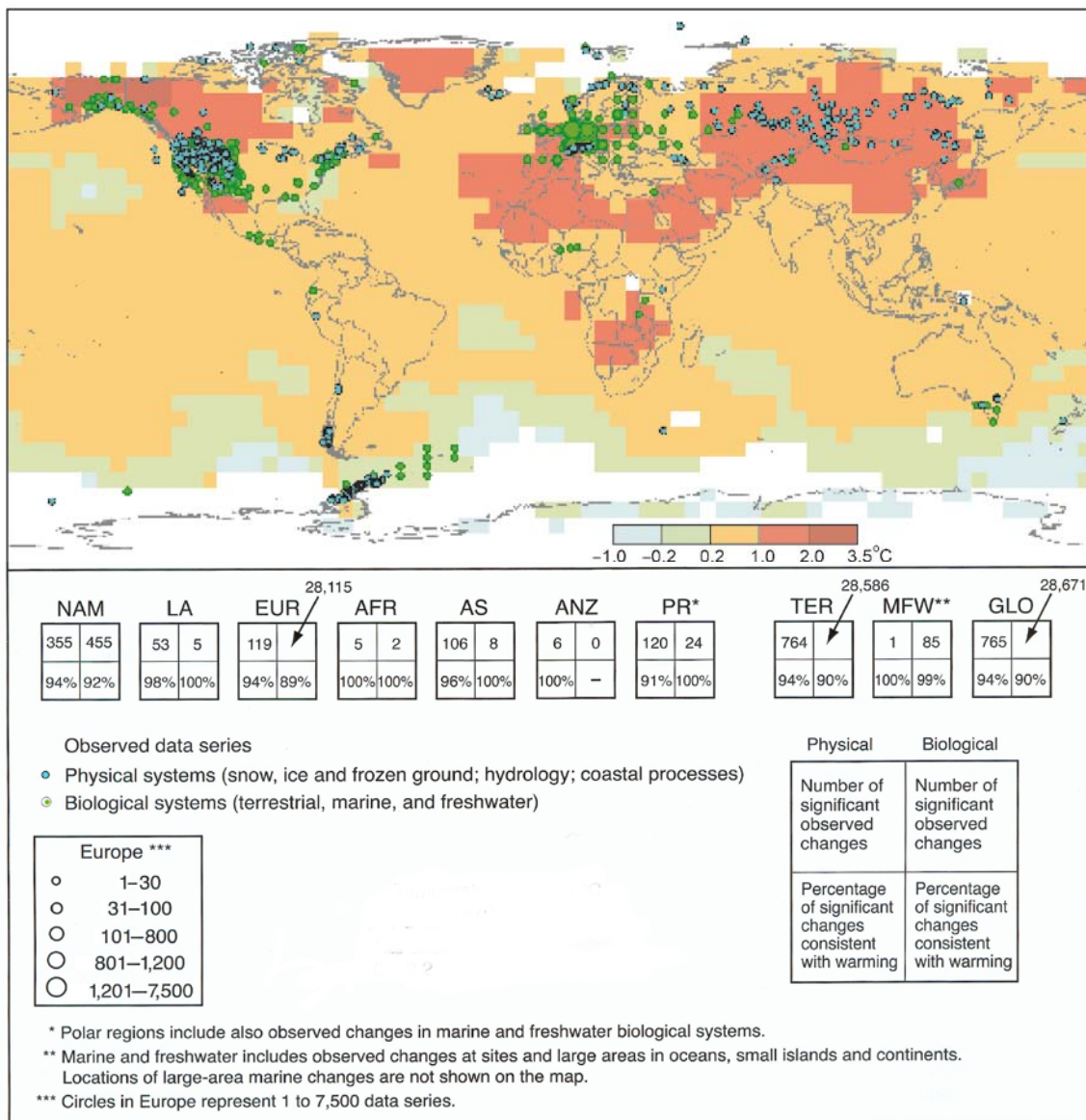


Рис. 1.8. Расположение физических (синие круги) и биологических (зеленые круги) систем, в которых наблюдались изменения, теоретически согласованные с потеплением климата в 1970—2004 гг. (Climate Change 2007, 2007b). На шкале температуры показано потепление за этот период времени.

теоретическими представлениями о влиянии потепления климата (рис. 1.8), что послужило аргументом в пользу того, что наблюдаемые изменения систем — следствие потепления.

Использование моделей

В разнообразных задачах, связанных с атрибуцией наблюдаемых изменений, широко используются математические модели. Методы такого модельного анализа могут быть раз-

ными, но все они основаны на информации о теоретической зависимости состояния объекта $\bar{q}(t) = (q_1(t), q_2(t), \dots, q_L(t))$ от климатических $\bar{x}(t) = \{x_1(t), x_2(t), \dots, x_K(t)\}$ и неклиматических $\bar{y}(t) = (y_1(t), y_2(t), \dots, y_M(t))$ параметров среды: $\bar{q} = \Phi(\bar{x}, \bar{y})$, где Φ — некоторая вектор-функция.

Пусть исходно в данной точке пространства состояние среды описывалось векторными параметрами \bar{x} и \bar{y} , а состояние изучаемого

объекта — векторным параметром \bar{q} , а затем, согласно результатам наблюдений, среда и объект претерпели возмущения соответственно Δx , Δy и Δq . Зная теоретическую зависимость Φ , можно найти расчетное изменение $\Delta_p q$ (“р” означает “расчетное”).

Зависимость Φ может быть известна лишь приближенно, с некоторой точностью, поэтому наблюдаемое изменение в состоянии изучаемого объекта Δq никогда не будет в точности совпадать с расчетным $\Delta_p q$. Однако отсутствие существенных различий между ними будет свидетельствовать о том, что изменение Δq удовлетворительно объясняется изменениями Δx и Δy . Если различия имеются, то какой-то существенный фактор динамики изучаемого объекта не был учтен при анализе. Заметим, что при таком подходе используется внешний, субъективный критерий — степень существенности.

В качестве примера использования такого подхода приведем результат анализа, проведенного МГЭИК в отношении изменения средних по континентам (а также глобальных средних) значений среднегодовой приповерхностной температуры в XX в. (рис. 1.9).

На панелях рис. 1.9 изображены соответствующим образом осредненные результаты инструментальных измерений (черная линия) и два семейства результатов модельных расчетов — без учета антропогенного воздействия на содержание парниковых газов в атмосфере (обозначено синим цветом) и с его учетом (обозначено розовым цветом). Возникновение семейств вместо линий — следствие использования в расчетах совокупности разных климатических моделей и результатов их неоднократных запусков.

Как четко видно на рис. 1.9, если не учитывать фактор антропогенного обогащения

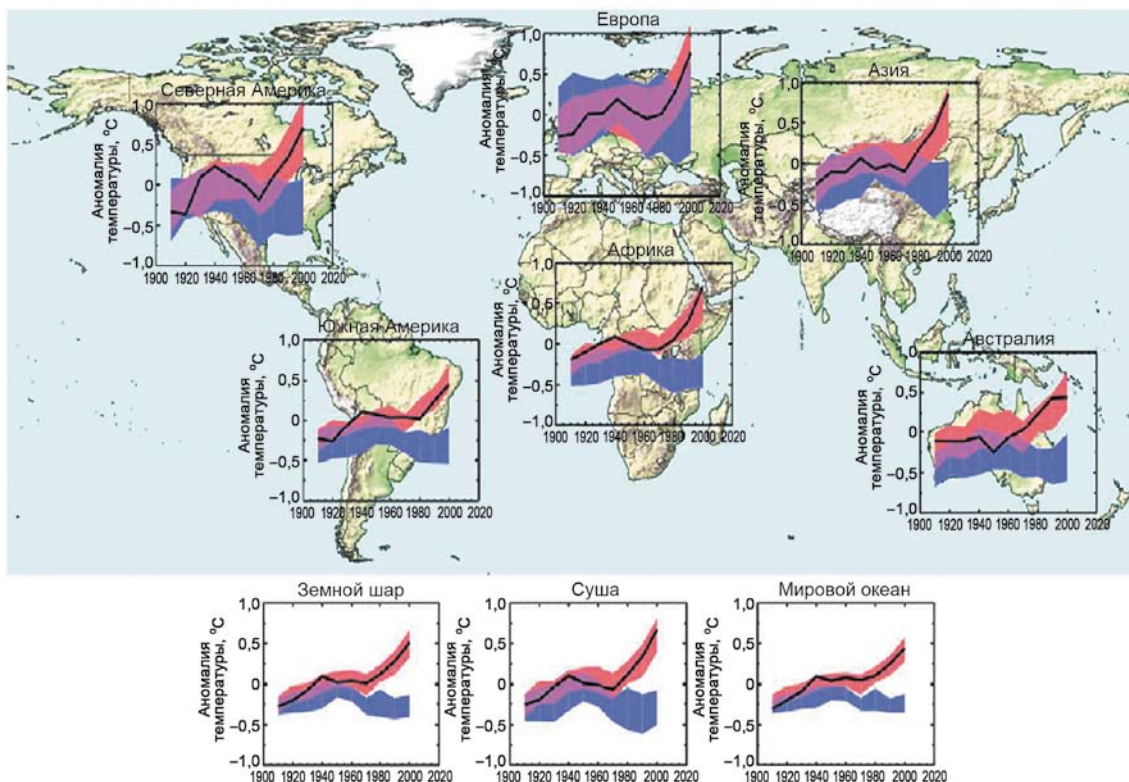


Рис. 1.9. Средняя температура в 1906—2005 гг.: данные наблюдений (черная линия), моделирование без учета антропогенного воздействия (синий цвет), моделирование с учетом антропогенного воздействия (розовый цвет). За нуль принято среднее значение за 1901—1997 гг. (Climate Change 2007, 2007).

атмосферы парниковыми газами в XX в., то расчетная кривая температуры будет существенно расходиться с результатами гидрометеорологических наблюдений.

Это дало основание МГЭИК сделать вывод о невозможности объяснить наблюдаемое изменение температуры (глобальной и континентальной) без учета упомянутого антропогенного воздействия на климатическую систему Земли.

Заметим для объективности, что такое заключение справедливо только при предположении, что все основные естественные факторы изменчивости климата учтены в использованных для расчета моделях.

Возвращаясь к общей постановке, заметим следующее. Если речь идет о малых изменениях Δx , Δy и Δq и можно пользоваться линейным приближением

$$\Delta q_l = \sum_{k=1}^K \frac{\partial \Phi_l}{\partial x_k} \Delta x_k + \sum_{m=1}^M \frac{\partial \Phi_l}{\partial y_m} \Delta y_m,$$
$$l = 1, 2, \dots, L,$$

где Φ_l — l -й скалярный компонент вектор-функции Φ , то последнее соотношение дает возможность непосредственно сравнить скалярные параметры x_k и y_m состояния среды по степени их влияния на параметры состояния объекта q_l .

Степень влияния в данном случае характеризуется значениями $\partial \Phi_l / \partial x_k$ и $\partial \Phi_l / \partial y_m$, которые количественно описывают чувствительность объекта к изменениям рассматриваемых свойств среды. Эти коэффициенты и определяют, в каких долях рассматриваемые факторы “ответственны” за наблюдаемое изменение состояния изучаемого объекта, если о нем судить по l -му параметру. Таким образом, распределение ответственности, вообще говоря, специфично для параметра состояния объекта.

Отметим, что коэффициенты чувствительности специфичны также для исходного,

возмущаемого состояния объекта, а не универсальны. Последнее возможно лишь при линейности функции Φ , на что в реальности рассчитывать не приходится.

Откуда берется информация о вектор-функции Φ ? Она конструируется с использованием либо непосредственно рядов данных одновременных, параллельных наблюдений (совместного мониторинга) переменных \bar{x} , \bar{y} и \bar{q} , либо представлений о процессах, формирующих отклик рассматриваемого объекта на изменение состояния среды. Часто при этом важно учитывать также обратные связи. В первом случае получаются эмпирические вектор-функции Φ , которые иногда называют data-based models. Во втором случае вектор-функции Φ строятся как имитационные модели процессов, поэтому иногда называются process-based models.

Необходимо подчеркнуть, что в первом случае, когда вектор-функция Φ строится непосредственно по результатам мониторинга, необходимо внимательно следить за соответствием статистической выборки и характера, степени общности вектор-функции Φ . Если обрабатываются временные ряды значений параметров \bar{x} , \bar{y} и \bar{q} в данной точке пространства, причем их изменения во времени вызваны лишь ненаправленными флуктуациями, то получаемая при обработке эмпирическая вектор-функция Φ пригодна для решения задачи атрибуции лишь локально и лишь в отсутствие трендов. Более широкое использование такого подхода может приводить к ошибкам, этот вопрос освещен в работе (Семенов и др., 2006). В иных случаях необходимо использовать данные совместных, параллельных наблюдений параметров \bar{x} , \bar{y} и \bar{q} в разных точках пространства, имеющих более разнообразные климатические и неклиматические условия.

*Методы оценки современных изменений экстремальности климата**

Средние характеристики и показатели экстремальности климата

В последние десятилетия происходит существенное изменение климата, прежде всего выражающееся в повышении температуры воздуха в приповерхностном слое в большинстве регионов мира. В начале 1980-х годов значения среднегодовой температуры Северного полушария превысили уровень, характерный для периода потепления 1930—1940-х годов, а со второй половины 1990-х годов рекордные значения аномалий сменялись почти ежегодно (Climate Change 2007, 2007a; Оценочный доклад..., 2008). С конца 1980-х годов скорость повышения среднегодовой температуры в северных регионах Евразии составляет, по нашим оценкам, 0,4—0,5°C/10 лет. Период после начала 1990-х годов стал самым теплым за время инструментальных наблюдений для территории России и для Евразии в целом.

Выявление связи между повторяемостью гидрометеорологических экстремумов и глобальным потеплением — одна из наиболее актуальных задач климатологии (Climate Change 2007, 2007a; Katz, Brown, 1992). В последние годы в этом направлении проведено немало исследований и обобщений, прежде всего теоретико-статистических (Hamidieh, 2008; Hawkes et al., 2008; Koutsoyiannis, 2004 и другие). Однако при этом до сих пор остаются принципиальные трудности в оценке изменения вероятности экстремумов исходя из изменений средних значений климатических показателей.

Главные причины этих трудностей — недостаточность рядов данных для выводов о характере современного статистического распределения конкретных показателей и неоп-

ределенность в характере их статистического распределения в будущем. Практически все авторы отмечают меньшую достоверность оценок повторяемости экстремумов в сценариях будущих изменений климата по сравнению даже с самими сценариями, в свою очередь обладающими существенными неопределенностями.

В связи с этим на нынешнем этапе представляются наиболее целесообразными эмпирические исследования изменений частоты и выраженности (интенсивности) погодных экстремумов в последние десятилетия, т. е. в период современного глобального потепления. Очень важно при этом провести тщательный анализ изменений характеристик экстремальности по регионам, поскольку происходящие изменения климата обладают значительной региональной неоднородностью (Оценочный доклад..., 2008; Climate Change 2007, 2007a).

Эмпирические исследования трендов нескольких показателей экстремумов температуры и осадков в период с 1950 по 1995 г. в Северном полушарии (Киктев и др., 2002) позволили сделать вывод об изменении среднегодового климата полушария в сторону более теплых и влажных условий. Выявлены увеличение повторяемости экстремально низкой температуры, уменьшение числа дней с морозом и увеличение продолжительности вегетационного периода на значительных территориях умеренного пояса, а также существенное уменьшение годовой амплитуды температуры воздуха (Frich et al., 2002; Семенов, Гельвер, 2002). Известны исследования современных изменений характеристик экстремальных осадков и ветра в отдельных регионах Северной Америки (Hage, 2003; Kunkel, 2003) и Великобритании (Dukes, Palutikof, 1995).

Оценка современных изменений климата в Северном полушарии (Груза, Ранькова, 2004) показала, что на территории России, свободной от многолетней мерзлоты, индекс экстремальности (как показатель площади, охваченной аномалиями) по температуре в целом за

* Данный раздел выполнен при поддержке РФФИ (грант 11-05-00573).

год увеличивался, по осадкам — уменьшался, по засушливости (определяемой только по среднегодовым данным) — немного увеличивался. В работе (Шмакин, Попова, 2006) сделаны оценки некоторых характеристик экстремальности при современном потеплении, однако по более коротким рядам (до 2001 г.) и меньшему числу станций.

Данные наблюдений и показатели экстремальности

Далее будут использованы в основном традиционные показатели экстремумов, применяющиеся в климатологии. Эти характеристики непосредственно ощущаются человеком и влияют на экономику и окружающую среду. В перечень этих показателей, определяемых за соответствующий месяц или сезон, входят:

— число суток с суммой осадков более 30 мм (т. е. частота экстремально сильных осадков);

— наибольшая пентадная (т. е. за 5 последовательных суток) сумма осадков в данном месяце (этот параметр описывает интенсивность наиболее сильных серий осадков, в том числе при прохождении мощных фронтальных систем и циклонов);

— число суток, соответствующих критериям атмосферной засухи (суточная сумма осадков менее 5 мм при максимальной температуре воздуха более 25°C в умеренных и северных широтах и более 30°C — в южных (Васильев, Белинский, 2001)) без учета непрерывности серии таких суток;

— число суток с минимальной температурой 10%-ной обеспеченности в течение двух и более суток подряд (критерий 10% выбран как наиболее часто встречающийся при выделении экстремально низких значений параметров, например, (Груза, Ранькова, 2004));

— сумма минимальных температур 10%-ной обеспеченности;

— сумма максимальных температур 90%-ной обеспеченности;

— число суток с понижением среднесуточной температуры более чем на 7°C по сравнению с предыдущими сутками (такие ситуации соответствуют наиболее интенсивным холодным фронтам, с которыми часто связаны шквалы, смерчи и т. п.);

— продолжительность безморозного периода за год;

— продолжительность вегетационного периода (число суток в календарном году со средней температурой выше 5°C в течение 5 и более суток подряд).

Для анализа современных изменений климата по территории России и сопредельных стран в данном разделе использовались данные примерно 170 метеорологических станций, входящих в систему международного обмена синоптической информацией (т. е. передающие в глобальную систему телесвязи точные обобщения, телеграммы СИНОП). Схема распределения станций по территории России и вблизи ее границ показана на рис. 1.10. Видно, что в целом территория России покрыта сетью станций, достаточной для исследования климатических трендов, в том числе с учетом региональных различий. Исключение составляют отдельные районы на арктическом побережье и островах, а также в северной части Сибири, где сеть становится достаточно редкой. Тем не менее основные закономерности климатических изменений можно проследить и для этих регионов.

Суточные гидрометеорологические данные по этим станциям за период с начала наблюдений на каждой станции по 2008 г. были взяты из архива Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации — Мирового центра данных Росгидромета (ВНИИГМИ-МЦД, г. Обнинск) (<http://www.meteo.ru>). На основе этих данных рассчитывались средние и аномалии приземной температуры и осадков, их долговременные изменения, а также значения и временные тренды приведенных выше показателей климатических экстремумов за определенные

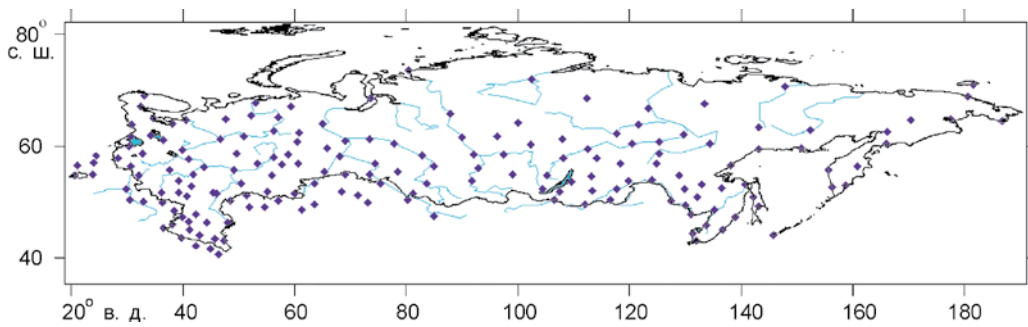


Рис. 1.10. Схема расположения метеорологических станций на территории бывшего СССР, использованных для анализа современных изменений климата.

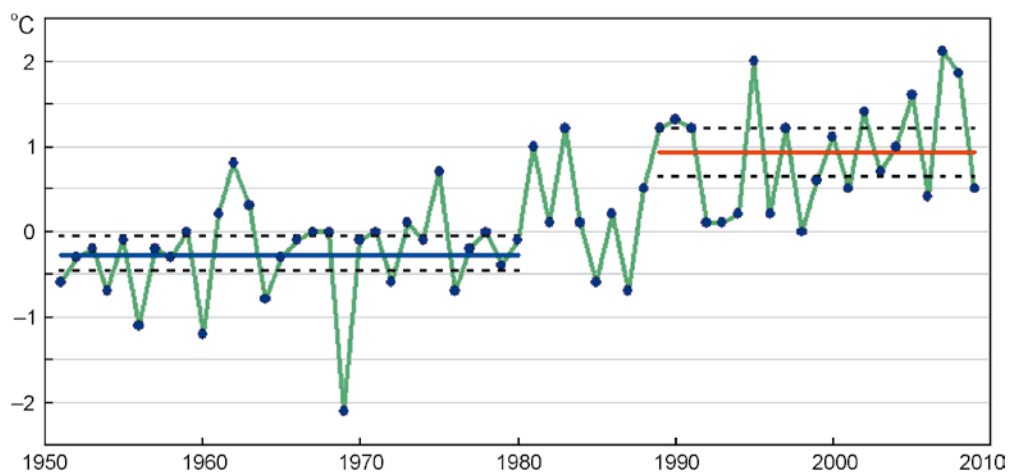


Рис. 1.11. Временной ход среднегодовой температуры воздуха (годовые и пятилетние скользящие средние значения) на территории России, выраженной в отклонениях от среднего за 1961—1990 гг., по данным (Доклад об особенностях климата..., 2010). Сплошными горизонтальными линиями показаны средние значения за периоды 1951—1980 и 1989—2008 гг.; штриховыми линиями — 99%-ные доверительные интервалы.

периоды времени для каждой станции. При исследовании изменений средних климатических характеристик и параметров экстремумов определялась статистическая значимость различий между характерными периодами по каждому параметру. Во внимание принимались только статистически значимые различия согласно *t*-тесту при уровне значимости 5%.

Выбор характерных периодов времени для сравнения определялся следующим образом. На основе многолетнего хода средней годовой температуры воздуха в приповерхностном слое, осредненной по территории России (Доклад об особенностях климата..., 2010)

были выделены два отрезка времени: 30-летний базовый период — с 1951 по 1980 г., когда средняя температура по России была близка к средней за XX в., и 20-летний период современного потепления — с 1989 по 2008 г., когда среднегодовая температура по России превышала среднюю за базовый период примерно на 1°C (рис. 1.11).

Следует заметить, что аналогичный базовый период (1951—1980 гг.) используется и в климатических исследованиях, проводимых в Годдардовском институте космических исследований (GISS NASA, США). Подтверждением аномальности последнего периода по срав-

нению с базовым режимом может служить то, что это различие статистически значимо (на уровне 1%). Кроме того, в пределах каждого из выделенных периодов (с 1951 по 1980 г. и с 1989 по 2008 г.) существенного тренда температуры не наблюдается. Восемилетний переходный период от одного уровня многолетнего среднего к другому (1981—1988 гг.) отличает большая изменчивость. Но этот переход вряд ли можно считать скачкообразным, так как значительные положительные аномалии наблюдались уже в его первой половине — в 1981 и 1983 гг. Таким образом, последние 20 лет (начиная с 1989 г.) можно рассматривать как некий возмущенный режим климатической системы по сравнению с базовым 30-летием 1951—1980 гг., причем возмущенным именно в сторону глобального потепления.

Изменения климатических средних и показателей экстремальности климата на рубеже XX и XXI вв.

Рассмотрим региональные изменения климатических характеристик в конце XX в. — начале XXI в. по сравнению с периодом 1951—1980 гг. При этом будем вести параллельно анализ изменений средних характеристик и характеристик экстремальности.

На рис. 1.12 представлены изменения средней температуры воздуха на территории России и прилегающих стран по сезонам. Заметно, что значительные изменения произошли зимой и весной, что характерно и для большей части умеренных широт Северного полушария (Climate Change 2007, 2007a). В зимний период аномалии от 1 до 3°C охватывают большую часть Сибири, кроме района п-ова Ямал и всего северо-востока, и почти всю европейскую часть России, кроме района Главного Кавказского хребта. В этих специально отмеченных районах потепление мало выражено или отсутствует, а в районе Корякского нагорья и на севере Чукотки зимой наблюдается значимое

похолодание (более 1°C). Наибольшее повышение температуры зимой (более 3°C) происходит в среднем течении Енисея, на западе и юге Якутии.

Потепление более чем на 2,5°C наблюдается на западе Восточно-Европейской равнины и в Поволжье. Повышение температуры в районе арктического побережья не столь велико, в основном в интервале 1—2°C. В этом смысле современное потепление имеет пространственную структуру, отличающуюся от прогнозируемой климатическими моделями на середину и конец XXI в.: модели климата предсказывают максимальное повышение температуры именно в арктических районах (Climate Change 2007, 2007a). Результаты выполненного ранее анализа пространственного распределения линейного тренда температуры воздуха за последнее столетие (Доклад об особенностях климата..., 2010; Оценочный доклад..., 2008) также подтверждают неоднородность изменений температуры по территории России.

Весной практически на всей территории России (кроме Восточного Кавказа) температура повышается, однако меньше, чем зимой. Повышение температуры наиболее выражено в марте, который для высоких и средних широт по существу является зимним месяцем. Максимальное потепление (чуть больше 2°C) наблюдается в Прибайкалье и Забайкалье, в районе Ямала и вблизи устья Печоры. На арктическом побережье увеличение температуры относительно велико: очаги повышения более 1,8°C зафиксированы от устья Печоры до Енисейской губы, на Таймыре и на севере Чукотки. Летом аномалии температуры также положительны (кроме Восточного Кавказа), но имеют меньшие пространственные размеры и почти нигде не превышают 1°C (за исключением небольших районов в устье Печоры и на Ямале). Примерно на половине территории России потепление летом не превышает 0,5°C. Осенью значительное увеличение температуры приземного воздуха (более 1,8°C) наблю-

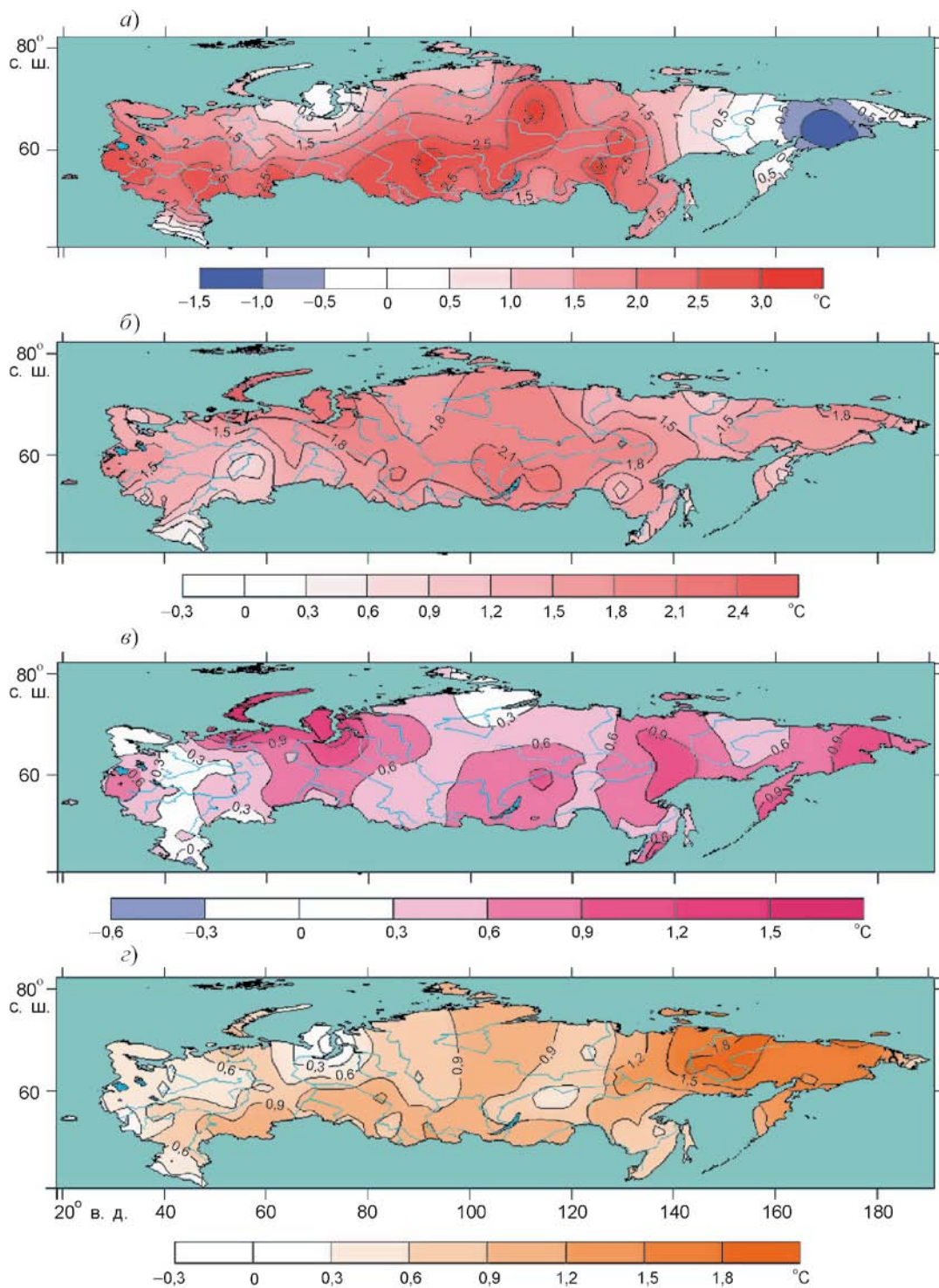


Рис. 1.12. Аномалии средней суточной температуры воздуха (°C) по сезонам (а — зима, б — весна, в — лето, з — осень) за 1989—2008 гг. по сравнению с нормой за 1951—1980 гг. Белым цветом обозначены статистически незначимые изменения (на уровне 10%).

Глава 1. Общеметодологические вопросы

дается в бассейнах рек Индигирка и Колыма и на севере Чукотки, а также на прилегающих островах. За исключением северо-востока Сибири, потепление не превышает 1°C , а в ряде районов (Ямал, Восточно-Европейская равнина) — $0,5^{\circ}\text{C}$. Близкие к нулю (или слабые отрицательные) изменения температуры во все сезоны наблюдаются на Кавказе.

Таким образом, на территории России потепление в основном происходит в холодное время года. При этом повышение температуры зимой приводит к смягчению климата почти повсеместно. Это в общем совпадает с ранее полученным выводом об уменьшении степени континентальности климата России за столетний период с 1891 г. (Мирвис и др., 1998), хотя география наибольшего повышения температуры воздуха зимой в последние десятилетия (рис. 1.12а) отличается от приведенной в ра-

боте (Мирвис и др., 1998) более равномерным зональным распределением.

Изменения осадков в конце XX в. имеют более локальный характер по сравнению с температурой, и на территории России они в основном невелики (рис. 1.13). Количество осадков зимой значительно увеличилось в полосе от западных границ России до среднего течения Енисея с максимальным увеличением (до 40 мм за 3 зимних месяца) в бассейнах рек Кама и Вычегда. На Дальнем Востоке в относительно небольших очагах происходит как увеличение количества осадков зимой (север Сахалина, район Анадыря), так и их уменьшение (восток Чукотки и территория к северо-востоку от Охотского моря с уменьшением более чем на 40 мм за 3 зимних месяца). Небольшое уменьшение количества осадков зимой происходит и в Белгородской области.

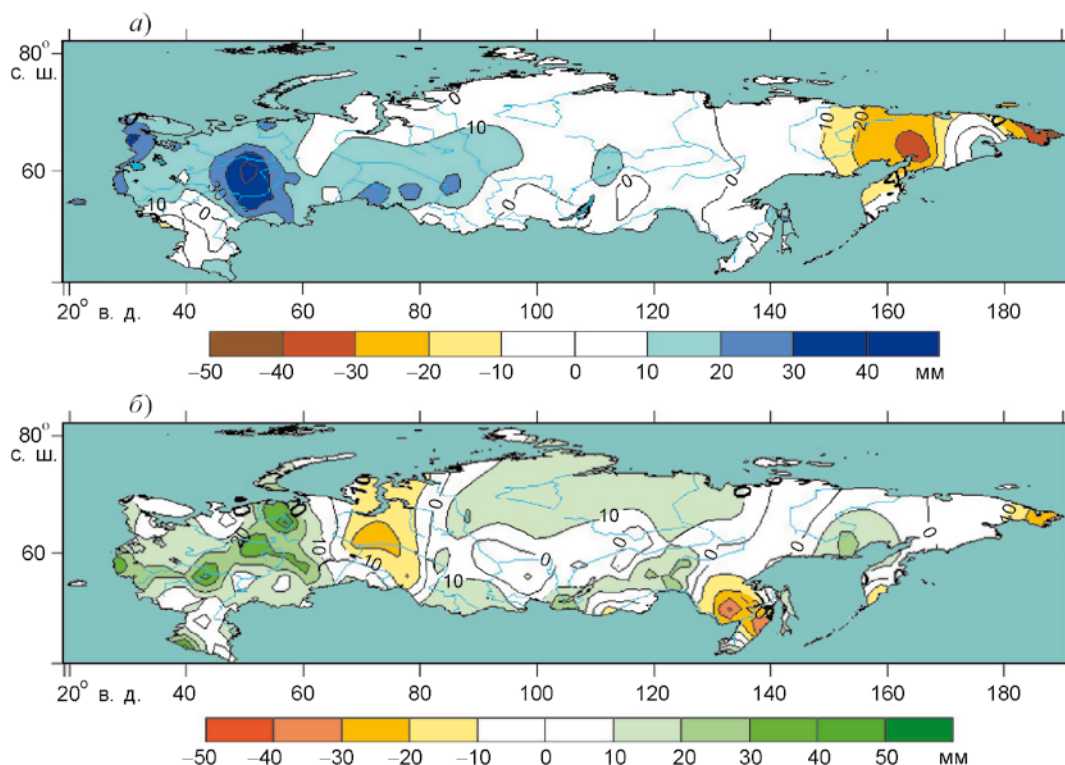


Рис. 1.13. Аномалии средней суточной суммы атмосферных осадков зимой (а) и летом (б) за 1989—2008 гг. по сравнению с нормой за 1951—1980 гг. Белым цветом обозначены статистически незначимые изменения (на уровне 10%).

Летом значимое увеличение количества осадков наблюдается более чем на половине территории России. Наибольшее — в полосе от низовьев Оки до Полярного Урала, а также на Западном Кавказе (более 40 мм за 3 летних месяца). Очаги заметного увеличения количества осадков летом (более 20—30 мм) расположены также в Псковской и Астраханской областях, на юге Прибайкалья, на западе Амурской области, в Магаданской области и на юге Приморья. Значимое уменьшение количества осадков происходит на севере Приморья и в Хабаровском крае (с максимумом около 40 мм за 3 летних месяца), а также в Западной Сибири, на юге Камчатки, востоке Чукотки и в небольшой области на юге Забайкалья.

Изменения повторяемости экстремумов при потеплении 1989—2008 гг. прежде всего связаны со смягчением морозов зимой (рис. 1.14а). Число дней с сильными морозами (10%-ной обеспеченности по распределению минимальной суточной температуры) уменьшилось по сравнению с базовым периодом примерно на той же территории, где отмечается повышение средней суточной температуры воздуха зимой, т. е. в полосе от Балтийского до Охотского моря (рис. 1.12а). Максимальное уменьшение этого показателя произошло в Алтайском крае и на юге Тюменской области. В то же время на юге Сахалина частота дней с сильными морозами существенно увеличилась. Незначительное увеличение частоты дней с сильными морозами наблюдается в полосе от Кольского п-ова до Полярного Урала. Интересно, что при уменьшении средней температуры зимой на Чукотке (рис. 1.12а) в этом районе не происходит увеличения частоты дней с экстремальными морозами, и, таким образом, похолодание не столь выражено в смысле негативного воздействия.

Экстремальные условия погоды зимой могут быть обусловлены также сильными снегопадами. Интенсивность серий снегопадов отражают максимальные пентадные (т. е. за 5 последовательных суток) суммы осадков,

аномалии которых в 1989—2008 гг. представлены на рис. 1.14б. Пространственные масштабы этих аномалий уступают масштабам аномалий характеристик температуры. Они не занимают пространства, сравнимые с территорией России, но соответствуют протяженности облачных систем циклонов и путям их прохождения: на северо-западе и востоке Восточно-Европейской равнины, в Калининградской области, на юге Западной Сибири, Северном Кавказе, Сахалине, юге Приморья и к югу от Анадыря. Здесь пентадные суммы осадков увеличились от 2 до 5 мм. В то же время сильные снегопады стали реже на северо-востоке Чукотки и к северо-востоку от Охотского моря.

Летом одним из показателей экстремальности погоды является резкое понижение температуры воздуха в течение суток, обычно связанное с прохождением холодного фронта и являющееся косвенным индикатором шквалистых ветров. Судя по изменению распределения таких случаев в июне, когда они наиболее вероятны, их частота несколько увеличилась только в малонаселенных районах Севера России (Таймыр, низовья рек Яна, Индигирка и Колыма), но при этом значимо уменьшилась в полосе от Среднего Поволжья до Северного Урала, на юге и в центре Западной Сибири (рис. 1.15а). Таким образом, хотя в северных районах России это экстремальное явление стало более частым, в целом по стране с учетом распределения плотности населения его опасность уменьшилась.

Другую опасность, связанную с климатическими экстремумами летом, представляют сильные ливни, изменение повторяемости которых отражает распределение аномалий продолжительности интенсивных осадков — более 30 мм/сут (рис. 1.15б). Увеличение частоты таких осадков наблюдается в относительно небольших очагах в Калининградской и Ленинградской областях, на Средней Волге, в бассейне р. Кама, на Западном Кавказе, юго-востоке Западной Сибири, в верховьях Енисея, бассейнах правых притоков р. Лена, на севере

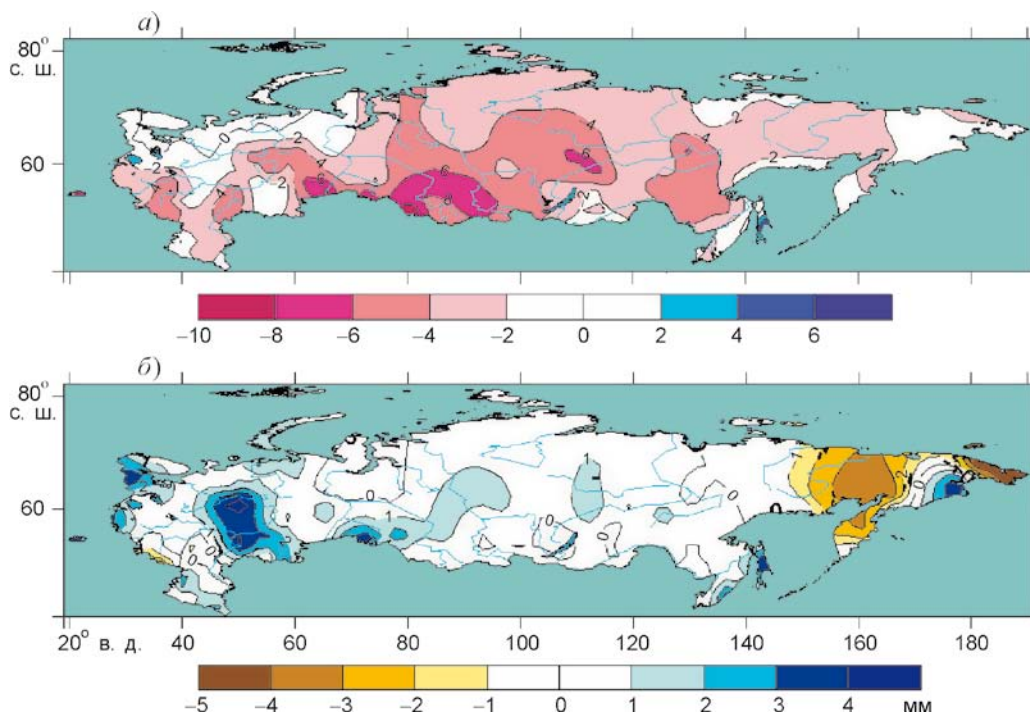


Рис. 1.14. Изменение числа дней с минимальной температурой ниже предела 10%-ной обеспеченности в декабре — феврале 1989—2008 гг. по сравнению с нормой за 1951—1980 гг. (а); аномалии наибольшей пентадной суммы атмосферных осадков в декабре — феврале в 1989—2008 гг. по сравнению с нормой за 1951—1980 гг. (б). Белым цветом обозначены статистически незначимые изменения (на уровне 10%).

Сахалина и западе Камчатки. В то же время сильных дождей становится меньше в низовьях р. Обь, в бассейне Среднего Амура, на севере Приморья, на юге Сахалина и в бассейне р. Мезень.

Одним из наиболее важных показателей условий летом может служить частота атмосферных засух, способствующих как резкому уменьшению урожаев, так и лесным пожарам. Изменения частоты атмосферных засух при современном потеплении представлены на рис. 1.15в. Ощутимое увеличение повторяемости засушливых условий за 1989—2008 гг. произошло в ряде относительно небольших районов: на Западном Кавказе, в центре Западной Сибири, в среднем течении р. Енисей, к северу от Байкала, на юге Забайкалья, в полосе от низовьев р. Алдан до бассейна р. Колыма. Уменьшение частоты атмосферных засух произошло в Северной Осетии и прилегающих

районах, а также в бассейнах рек Северная Двина и Мезень. Таким образом, в основных сельскохозяйственных районах страны (кроме Западного Кавказа) не происходит учащения атмосферных засух, но в ряде лесных районов, в том числе в Сибири и на Дальнем Востоке, частота атмосферных засух увеличивается, что может способствовать лесным пожарам.

Благоприятным изменением климатических условий для сельского хозяйства можно считать увеличение продолжительности вегетационного периода — периода со среднесуточной температурой воздуха выше 5°C в течение как минимум 5 суток подряд (рис. 1.16а). Оно произошло в большинстве сельскохозяйственных районов страны в полосе от Балтики до Охотского моря и на юго-востоке Камчатки. Продолжительность вегетационного сезона, кроме того, увеличивается в нескольких районах, где значительное земледелие отсутствует

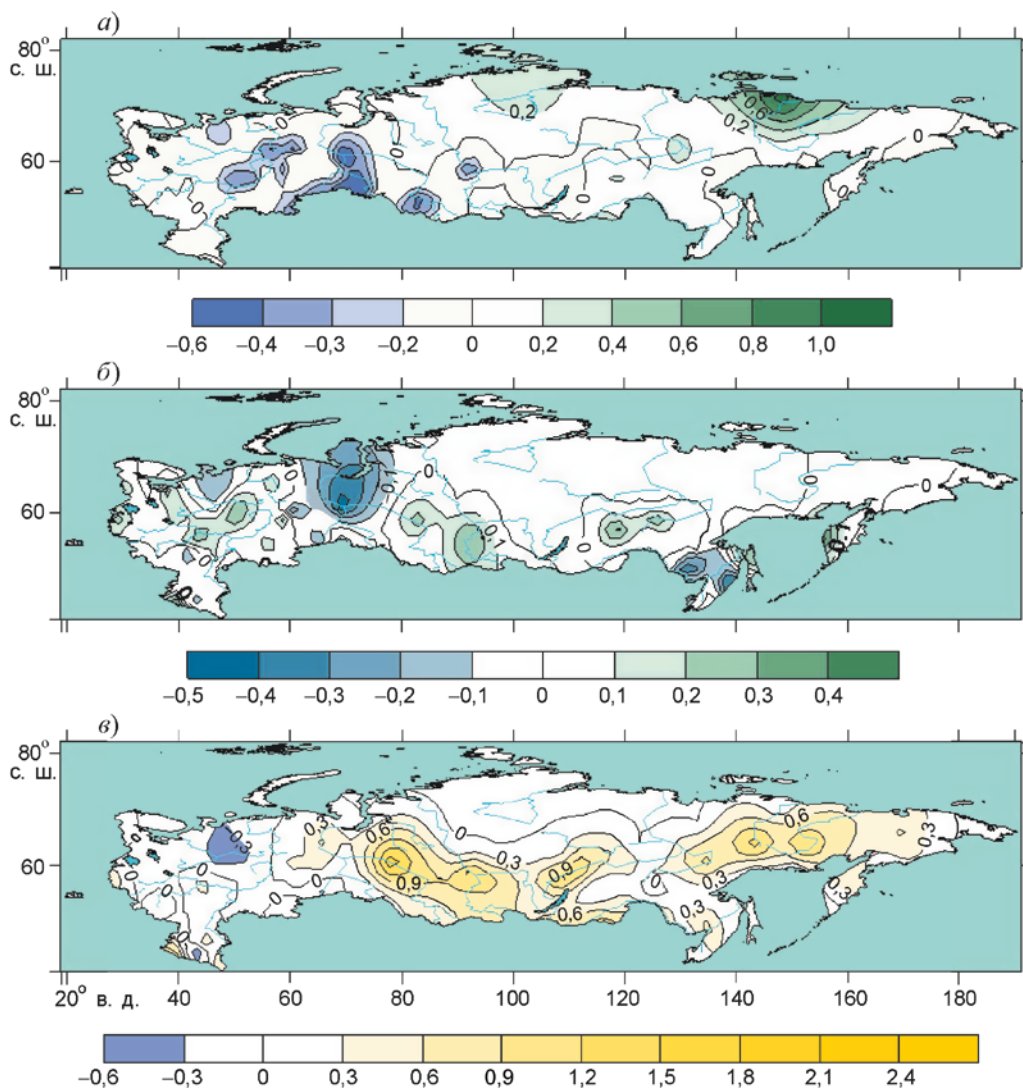


Рис. 1.15. Изменение числа дней с понижением средней температуры на 7°C и более за сутки в июне (а), с суточными суммами осадков более 30 мм летом (б) и с атмосферной засухой в июле за 1989—2008 гг. по сравнению с нормой за 1951—1980 гг. (в). Белым цветом обозначены статистически незначимые изменения (на уровне 10%).

и поэтому не имеет большого практического значения. Следует отметить, что в большинстве северных районов России (кроме севера Кольского п-ова, низовьев р. Печора и Чукотки) происходит незначимое уменьшение вегетационного периода. Продолжительность безморозного периода увеличилась на большей части территории страны, но в основном вне главных сельскохозяйственных районов. Однако в центре, на севере и востоке Восточ-

но-Европейской равнины, а также в низовьях р. Обь наблюдается уменьшение безморозного периода (рис. 1.16б), которое, тем не менее, также не затрагивает основные сельскохозяйственные районы. В целом изменения как вегетационного, так и безморозного периодов скорее благоприятны для территории России.

Из результатов выполненного выше анализа можно сделать следующие выводы. На большей части территории Северной Евразии

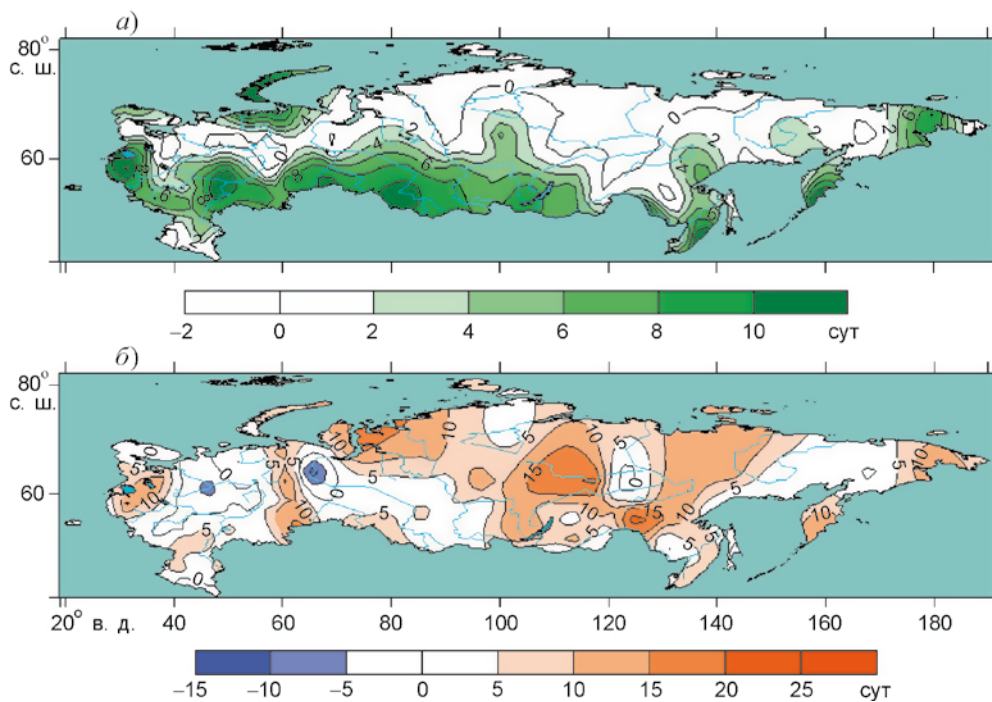


Рис. 1.16. Изменение продолжительности (сут) вегетационного сезона (а) и безморозного периода (б) в среднем за 1989—2008 гг. по сравнению с нормой за 1951—1980 гг. Белым обозначены статистически незначимые изменения (на уровне 5%).

в последние десятилетия XX в. потепление связано прежде всего с зимними месяцами. В то же время современные изменения климата Северной Евразии неоднородны во времени и пространстве: например, зимой на Чукотке и Кавказе наблюдается тенденция к похолоданию. Изменения характеристик экстремальности климата произошли в основном в сторону его смягчения, прежде всего зимой. Хотя в отдельных районах летом увеличилась повторяемость некоторых экстремальных явлений (интенсивных дождей, атмосферных засух), в целом в большинстве регионов России современное потепление сопровождается некоторым улучшением климатических условий с точки зрения человека, в том числе в отношении экстремальности климата. Особенно благоприятны изменения таких климатических характеристик, как продолжительность вегетационного и длительность безморозного периодов, которые особенно важны для сельского хозяйства.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Роль палеогеографии в оценке предстоящих ландшафтно-климатических изменений

В исследованиях глобальных изменений климата, в том числе происходивших под влиянием антропогенного фактора, и воздействия этих изменений на экосистемы наряду с методом численного моделирования существенную роль играет метод палеоаналогов, предложенный М. И. Будыко (Антропогенные..., 1987). Имеющийся к настоящему времени широкий спектр методик извлечения палеогеографической информации с высоким разрешением с помощью анализа терригенных и субаквальных отложений позволяет разрабатывать палеорекострукции ландшафтно-климатических изменений как во времени, так и в пространстве на количественном уровне.

Следует подчеркнуть, что палеогеографические методы работают на разных масштабах времени в разных хроноинтервалах. В табл. 1.1 приведена классификация палеогеографических хроноинтервалов фанерозоя.

В рамках проблем, которым посвящена данная работа, особый интерес представляют палеореконструкции, с помощью которых можно приблизиться к решению следующих трех основных задач.

1. Воссоздание пространственных характеристик состояний климата прошлых эпох, которые по своим уровням глобального потепления могут быть сравнимы со сценарными, представленными МГЭИК в Специальном до-

кладе о сценариях эмиссий (Special Report on Emission Scenarios, 2000).

2. Анализ предстоящих изменений в экосистемах с помощью палеоландшафтных реконструкций, сопряженных с палеоклиматическими реконструкциями, уровни глобальной температуры которых эквивалентны используемым в климатических проекциях.

При этом следует учитывать присутствие в составе биоты прошлых эпох вымерших видов флоры и фауны, исчезнувших в ходе эволюции биосферы. Это необходимо принимать во внимание, по крайней мере, при сопоставлении на уровне биомов для эпох вплоть до плейстоцена.

Таблица 1.1. Классификация палеогеографических хроноинтервалов фанерозоя (Википедия, геохронологическая шкала)

Эон (эонотема)	Эра (эратема)	Период (система)	Эпоха (отдел)	Завершение, лет назад	
Фанерозой	Кайнозой	Четвертичный (антропогеновый)	Голоцен	Наши дни	
			Плейстоцен	11 700	
		Неогеновый	Плиоцен	2,588 млн.	
			Миоцен	5,33 млн.	
			Палеогеновый	Олигоцен	23,0 млн.
		Эоцен		33,9 млн.	
		Палеоцен		55,8 млн.	
		Мезозой	Меловой		65,5 млн.
			Юрский		146 млн.
	Триасовый		200 млн.		
	Палеозой	Пермский		251 млн.	
		Каменноугольный		299 млн.	
		Девонский		359 млн.	
		Силурийский		416 млн.	
		Ордовикский		444 млн.	
		Кембрийский		488 млн.	

Примечание. Согласно решению Международного союза геологических наук (IUGS) от 2009 г. граница между четвертичным и неогеновым периодами должна проводиться на хроноуровне 2,588 млн.

Вместе с тем информация о более высоких иерархических уровнях организации ландшафтных систем, таких как, например, положение границ природных зон, типы зон и провинций внутри них, может привлекаться для оценки предстоящих сдвигов в экосистемах. Однако указанные особенности интерпретации в палеоландшафтных реконструкциях ранних геологических эпох теряют свое значение начиная со второй половины плейстоцена, когда видовой состав компонентов биоты становится сходным с современным.

3. Фиксация климатических трендов и изменений экосистем в разных хроноинтервалах прошлых эпох в целях выявления степени участия естественной составляющей в комплексе современных происходящих и ожидаемых изменений и таким образом более четкого определения вклада антропогенных факторов, устанавливаемых с помощью численного моделирования (т. е. фактически использование палеореконов для атрибуции современных изменений). Подобный анализ к тому же позволяет “привязать” точку современного положения ландшафтно-климатической системы на глобальном и региональном уровнях к сложным многоуровневым процессам естественной трансформации природных событий, выражающихся через спектры кривых разного масштаба (ранга). Так, современная “экоточка” Земли находится в системе квазирегулярных ледниково-межледниковых макроциклов и принадлежит к межледниковой фазе последнего макроцикла, характеризующегося в свою очередь большой неоднородностью. Установление причин разных колебаний, особенно небольшого временного периода (в пределах столетних интервалов) напрямую связано с проекциями, предусмотренными Четвертым оценочным докладом МГЭИК (Climate Change 2007, 2007a, 2007b).

Проведенные к настоящему времени исследования в области палеореконов

позволяют рассмотреть некоторые конкретные аспекты трех указанных выше задач.

Палеореконов и моделирование климата

Начиная со второй половины XX в. существенно активизировались работы по созданию пространственных палеоклиматических реконструкций не только регионального, но и глобального, и субглобального (континентального) масштабов (CLIMAP Project members, 1984; Atlas..., 1992; Velichko et al., 2008; Борзенкова, 1992; Кислов, 2001; Палеогеография Европы..., 1982 и другие), характеризующих с разной степенью детальности условия ледниковых и межледниковых эпох четвертичного периода и события более ранних геологических интервалов.

Большое значение имеют пределы возможности проведения сравнительного анализа разновозрастных пространственных реконструкций. Надежность такого анализа существенно увеличивается, если реконструкции проводятся с применением методов, имеющих общий источник первичной информации. Так, с помощью метода климатограмм (Гричук, 1969, 1979) и информационно-статистического метода (Климанов, 1976), основывающихся на флористических данных, удается провести корректное сравнение количественных оценок распределения температуры и осадков в пределах одной территории (например, Северной Евразии), но для эпох с разными значениями глобальной температуры.

Подобный сравнительный анализ не только на региональном уровне, но и на глобальном, реализован с помощью реконструкций в масштабе Северного полушария в Лаборатории эволюционной географии Института географии Российской академии наук для оптимумов эоцена, микулинского межледниковья и голоцена (Величко и др., 1984, 1995). Установлено, что при весьма существенных различиях в глобальной теплообеспеченности меридиональные градиенты температу-

ры становятся менее выражены. В оптимуме эоцена (около 52 млн. лет назад), когда среднеполушарная температура превышала современную на $\sim 6,5^{\circ}\text{C}$, отклонения температуры летом (июль) от современных значений в высоких широтах Северного полушария (80° с. ш.) достигали $15\text{--}20^{\circ}\text{C}$. Однако в направлении низких широт их отклонение постепенно уменьшалось, приближаясь к нулевым значениям на широте примерно 40° с. ш., а южнее становилось отрицательным. Наименьший межширотный градиент выявляется для холодного сезона (январь), поскольку в приполярных широтах положительные отклонения достигали $35\text{--}40^{\circ}\text{C}$. Как показывают палеогеографические исследования, в последние эпохи меридиональный градиент температуры увеличивался.

Сходный тренд межширотных отклонений температуры обнаружен и для межледникового оптимума позднего плейстоцена, и для оптимума голоцена, имевших значительно меньшую теплообеспеченность по сравнению с оптимумом эоцена. Так, согласно палеореконструкциям (Климаты и ландшафты..., 2010), в эпоху микулинского межледниковья (~ 125 тыс. лет назад), когда глобальная температура была выше современной на $1,7^{\circ}\text{C}$, в полярных областях отклонения температуры в январе от современных значений достигали $10\text{--}12^{\circ}\text{C}$, а в июле — $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$, но при переходе к низким широтам они также уменьшались, а южнее $40\text{--}30^{\circ}$ с. ш. преобладали отрицательные значения отклонений (до $-1\text{--}-2^{\circ}\text{C}$).

В эпоху оптимума голоцена ($5,5\text{--}6$ тыс. лет назад), когда повышение глобальной температуры относительно современной составляло $0,6\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$, в полярных широтах положительные сезонные отклонения приближались к $3\text{--}4^{\circ}\text{C}$, а начиная с $30\text{--}40^{\circ}$ с. ш. преобладали небольшие по модулю отрицательные отклонения.

В целом, как можно видеть, при всех рассмотренных уровнях глобального потепления наблюдается сходная картина с трендом мери-

дионального градиента температуры. При этом отклонения температуры зимой в высоких широтах характеризуются большими значениями, чем летом. Отсюда следует вывод, что в условиях глобального потепления отмечается уменьшение по модулю меридионального градиента температуры по сравнению с современностью как в летние, так и в зимние сезоны.

Полученные к настоящему времени результаты палеоклиматических реконструкций в целом не противоречат данным численного моделирования (хотя не по всем параметрам им соответствуют) и свидетельствуют о безусловном преобладании повышения температуры в высоких широтах по сравнению с низкими при разных уровнях глобального потепления, которые близки по своим значениям в сценариях в диапазоне от А2 до В1, опубликованных в Четвертом оценочном докладе МГЭИК (Climate Change 2007, 2007).

Вместе с тем между палеоклиматическими реконструкциями и результатами численного моделирования имеются существенные расхождения в оценках изменения влагообеспеченности, происходящего при глобальном потеплении. Согласно результатам модельных расчетов, опубликованных в упомянутом докладе МГЭИК, при всех сценариях ожидается аридизация в средних и низких широтах, хотя и в разной степени в зависимости от принимаемого сценария. Оценки увлажнения по палеореконструкциям, основанные на соотношении температуры и осадков и рассчитанные по методу Торнтвейта (Золотокрылин, 2009; Черенкова, Золотокрылин, 2010), свидетельствуют о преимущественном увеличении увлажнения на разных широтах. Лишь в эпоху оптимума голоцена (т. е. при глобальном потеплении на $0,6\text{--}0,7^{\circ}\text{C}$) в широтном поясе между 60 и 70° с. в некоторых районах выявляются признаки небольшого уменьшения количества осадков и дефицита увлажнения, которые затем исчезают при дальнейшем повышении среднеглобальной температуры (Климаты и ландшафты..., 2010). Одной из вероятных при-

чин увеличения увлажнения было повышение температуры поверхностных вод океана и как следствие — активизация испарения и увеличение объема влаги, поступающей на континент, что способствовало увеличению годовой суммы осадков, особенно вследствие увеличения количества осадков зимой.

Обращаясь к результатам палеоэкологических исследований, можно отметить, что они обнаруживают явную зависимость состояния ландшафтных компонентов прошлого от рассмотренных выше палеоклиматических реконструкций. Однако использование палеоландшафтных реконструкций, сопряженных с упомянутыми выше прошлыми эпохами глобального потепления, для воссоздания ожидаемых изменений в экосистемах в условиях антропогенных изменений климата требует учета ряда факторов и прежде всего учета фактора времени, необходимого для адаптации каждого ландшафтного компонента к уже возникшим климатическим условиям.

Решение указанной проблемы проводится в рамках концепции равновесного и неравновесного состояния экосистем (Velichko et al., 2004; Климаты и ландшафты..., 2010). Она была применена, в частности, при оценке реакции — сдвигов в состоянии экосистем на зональном уровне при глобальном потеплении в оптимумы микулинского межледниковья и голоцена. Палеоландшафтные реконструкции для оптимума голоцена показали, что уже при повышении среднеглобальной температуры на 0,7—1°C на Восточно-Европейской равнине в прошлом происходил сдвиг к северу границ смешанных лесов и южной тайги — на 500—600 км, зон средней и северной тайги на 150—250 км; экотон лесотундры доходил до побережья Северного Ледовитого океана, а зона тундры отсутствовала.

Еще более значительными были сдвиги зональных границ в оптимуме микулинского межледниковья (при повышении среднеглобальной температуры на 1,7—2°C). В частности, северная граница зоны смешанных

хвойно-широколиственных лесов продвигалась на север на 750—800 км, а леса зоны северной тайги распространялись вплоть до побережья океана, вытеснив лесотундру и тундру.

Однако расчеты скорости смещения границ зон в голоцене, проведенные с использованием радиоуглеродного датирования, выявили высокую степень инерционности процесса смещения указанных границ. Так, граница зоны средней тайги при переходе от бореального периода к атлантическому (т. е. за время около 3000 тыс. лет) смещалась со скоростью около 8—10 км за 100 лет. Наконец, отчетливым примером инерционности служит состояние экосистем в настоящее время, когда по сравнению с концом XIX в. глобальная температура повысилась на 0,65°C (данные Метеорологической службы Великобритании (Adcock et al., 1997)), т. е. на величину, эквивалентную той, которая была в оптимуме голоцена; однако сдвиг границ зон, подобный упомянутому, еще не начался. Причина большой инерционности (устойчивости) в основном связана со сложным механизмом процесса распространения видов, типичных для растительности определенной зоны, под влиянием меняющегося климата. Примеры скорости сдвигов ареалов некоторых древесных видов, происходящих при повышении глобальной температуры на 2°C, приведены в табл. 1.2.

Таким образом, анализ палеореконструкций отчетливо выявляет расхождение между новыми климатическими условиями и задержкой в сдвиге границ ландшафтных зон, что может рассматриваться как следствие неравновесности состояния экосистем по отношению к произошедшей трансформации климатических условий. Очевидно, что только при длительной стабильности новых климатических условий, исчисляемой столетиями, зональные характеристики экосистем достигнут равновесного с ними состояния. Однако сама возможность такой стабильности климата, особенно при воздействии на него антропогенных

Таблица 1.2. Оценка сдвигов границ ареалов (потенциальных и к концу XXI в.) при повышении среднеглобальной температуры на 2°C

Вид	Вероятный диапазон скорости миграций, м/год	Расстояние до потенциальной границы при $\Delta T = 2^\circ\text{C}$, км	Время, необходимое для достижения потенциальных границ, лет	Сдвиг ареалов к концу XXI в., км*
<i>Tilia cordata</i>	50—500	300—800	600—16000	4,5—45 (~25—30)
<i>Carpinus betulus</i>	200—700	1200—1700	1700—8500	18—63 (~40—50)
<i>Quercus robur</i>	300	650	2200	27 (~25—30)

Примечание. * Указан возможный диапазон; в скобках — наиболее вероятный интервал.

факторов, является проблематичной. Отсюда увеличение сложности в описании динамики постоянно “догоняющих” экосистем. Указанные особенности описания рассматриваемых процессов, несомненно, касаются и области численного моделирования.

Результаты исследования экосистем прошлого и их связи с изменениями климата содержат также информацию, позволяющую судить об общей направленности и степени упорядоченности таких изменений в разных временных масштабах и о “координатах” современного состояния ландшафтной оболочки (экосферы) в общем процессе эволюции биосферы Земли.

Так, можно говорить, что современность относится к завершающему этапу гигантской ледниково-межледниковой мегаэры, начавшейся в палеозое около 360 млн. лет назад (граница между девоном и карбоном), и принадлежит к ее завершающему этапу, о чем можно судить по скорости понижения глобальной температуры на 6,5°C за последние 50 млн. лет начиная с оптимума эоцена. За последний миллион лет упорядочилось чередование ледниково-межледниковых макроциклов продолжительностью 100—150 тыс. лет, увеличилась их амплитуда, а каждый последующий макроцикл был холоднее предшествующего.

Позиция современной эпохи определяется ее принадлежностью к межледниковой части нового макроцикла — голоцену. Переход от ледниковой части предшествующего макроцикла к голоцену сопровождался мезо-

колебаниями климата, из которых наиболее холодным был интервал дриас-3 длительностью около 700 лет. Начало голоцена датируется, согласно исчислению радиоуглеродным методом, 10 300 лет назад (~11 700 лет назад по калиброванной шкале), его оптимальная фаза была внутри временного отрезка 9—5,5 тыс. лет назад (бореальный и атлантический периоды). Последующий хроноинтервал (неогляциал) характеризуется направленным похолоданием, в течение которого к настоящему времени (т. е. примерно за последние 5—6 тыс. лет) глобальная температура понизилась на ~0,7—1°C. Внутри этого хроноинтервала выявляется серия колебаний климата продолжительностью от столетий до десятилетий. Наиболее яркие их проявления — так называемый средневековый климатический оптимум (~ IX—XIII вв. н. э.) и малый ледниковый период (конец XVII — начало XIX вв.), а также потепление 1940-х годов.

Как известно, существует много версий объяснения причин ландшафтно-климатических трансформаций разного масштаба. Толкование этих причин имеет в основном дискуссионный характер. Некоторые из колебаний, преимущественно мезоколебания второго порядка, все же достаточно контролируются хронологическим совпадением с возможными климатообразующими факторами. Среди них следует упомянуть связь североатлантического колебания с осцилляциями фаз похолодания и потепления в последнюю ледниковую эпоху

или связь интервалов минимумов солнечных пятен (так называемые минимумы Маундера и Дальтона) с фазами похолодания в XVII—XIX вв., объединяемыми рубрикой малого ледникового периода.

Суммируя данные об упомянутых разно-масштабных колебаниях, можно отметить, что современные ландшафтно-климатические условия приурочены к холодному интервалу последнего мегацикла фанерозоя, отвечают последнему, наиболее низкотемпературному ледниково-межледниковому макроциклу плейстоцена, его межледниковой фазе — голоцену — и принадлежат к его второй половине, которая характеризуется направленным похолоданием, близким по своему уровню к заключительному этапу (окончанию) современного межледниковья, т. е. голоцена. Исходя из сказанного можно заключить, что тренд естественных ландшафтно-климатических изменений направлен в сторону похолодания, т. е. имеет противоположный знак по отношению к изменениям, ожидаемым в результате антропогенного воздействия.

Это означает, что в длительной, измеряемой несколькими столетиями, перспективе в случае неконтролируемой минимизации вклада антропогенного потепления может наступить радикальная перенастройка ландшафтно-климатической системы, определяемая существенным похолоданием, а во внутривековых интервалах — увеличение значения колебаний типа так называемого малого ледникового периода.

ДИСТАНЦИОННЫЕ МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА КЛИМАТА

Наблюдения Земли из космоса и мониторинг климата

Появление и развитие во второй половине XX в. методов дистанционного наблюдения с искусственных спутников Земли стало рево-

люционным шагом в развитии метеорологии и климатологии. Метеорологические спутники дали возможность получения глобальной гидрометеорологической информации, в том числе в районах, не охваченных сетью метеорологических станций, и над акваторией Мирового океана. Спутниковые данные в настоящее время стали регулярными, а на некоторых территориях — единственным видом метеорологической, гидрологической и океанографической информации.

Данные, получаемые со спутников, широко используются при решении задач, связанных с прогнозированием погоды, а также для получения информации в интересах сельского и лесного хозяйства, климатологии, океанографии, мониторинга состояния окружающей среды, при изучении околоземного космического пространства, озонового слоя и содержания аэрозолей в атмосфере, при съемке снежного и ледового покрова Земли.

Глобальная система наблюдений за климатом (ГСНК) широко использует спутниковые данные. Она была создана в 1992 г. с целью организации глобальных наблюдений за состоянием атмосферы и земной поверхности для обеспечения данными всех потенциальных пользователей в связи с проблемой изменения климата. Организаторами и учредителями данной системы являются Всемирная метеорологическая организация (ВМО), Межправительственная океанографическая комиссия (МОК), Организация Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры (ЮНЕСКО), Программа ООН по окружающей среде (ЮНЕП) и Международный союз по науке (МСНС).

ГСНК не имеет собственных средств наблюдения, а использует данные со следующих действующих глобальных систем наблюдения за состоянием океана, суши и атмосферы:

— ГСНО — Глобальной системы наблюдений за океаном (Global Ocean Observing System — GOOS);

— ГСНС — Глобальной системы наблюдений за сушей (Global Terrestrial Observing System — GTOS);

— атмосферный элемент ГСНС развивается с помощью использования данных программы ВСП — Всемирной службы погоды (World Weather Watch — WWW).

ГСНС использует данные двух подсистем наблюдений — наземной и космической. Космическая подсистема наблюдений включает в себя три следующих компонента:

— оперативную систему геостационарных спутников;

— оперативную систему полярно-орбитальных спутников;

— исследовательские спутники.

Координацию эксплуатации и развития космической подсистемы ГСНС в части метеорологических спутников осуществляет международная Координационная группа по метеорологическим спутникам CGMS (CEOS Earth Observation Handbook, 2008), а в части спутников наблюдения Земли — Международный комитет по космическим системам наблюдения Земли — CEOS (CEOS Earth Observation Handbook, 2008). В частности, подробные сведения о действующих и перспективных космических аппаратах дистанционного зондирования Земли, о сроках запусков новых спутников, а также о бортовой аппаратуре на действующих и перспективных космических аппаратах можно найти в постоянно обновляемых справочниках CEOS (<http://www.ceos.org>).

ГСНС определено 45 параметров природной среды, связанных с изменением климата, измерения 25 из них основываются на спутниковых наблюдениях (WMO Space Programme, 2003). В их число входят следующие основные величины:

— по атмосфере: характеристики облачного покрова и осадков, скорость и направление ветра, радиационный баланс, содержание водяного пара, CO₂, CO, O₃, метана, других парниковых газов и аэрозолей;

— по океану: температура морской поверхности, уровень моря, характеристики волнения и морского льда, цветность, содержание фитопланктона;

— по суше: состояние речной сети, характеристики снежного покрова, характеристики почвенно-растительного покрова, параметры состояния ледников и полярных шапок, альbedo, пожары.

В апреле 1960 г. в США был запущен первый в мире космический аппарат гидрометеорологического назначения “TIROS-1”, позволивший получить изображения глобальной облачности. С середины 1960-х годов метеорологические спутники начали запускать и в СССР. С этого времени началось использование спутниковой информации для решения задач современной гидрометеорологии и климатологии.

Космические аппараты на геостационарной орбите

Одним из основных измерительных средств дистанционного зондирования Земли в современной гидрометеорологии является сеть космических аппаратов на геостационарной орбите. Находясь на высоте около 36 000 км и сохраняя неизменное положение относительно определенной точки на экваторе, геостационарные спутники обеспечивают постоянный обзор одной и той же части земного шара.

Основная полезная нагрузка оперативных геостационарных искусственных спутников Земли типа “Meteosat”, “GOES”, “MTSAT” состоит из:

— сканеров видимого и инфракрасного диапазонов спектра, позволяющих получать каждые 0,5 ч изображения диска Земли (на европейских спутниках нового поколения “Meteosat-8” и “Meteosat-9” изображения диска Земли получают с периодичностью раз в 15 мин);

— атмосферного зондирующего VAS (Vertical Atmospheric Sounder) для получения данных температурно-влажностного зондирования

атмосферы регионального покрытия (на американских спутниках “GOES-E”, “GOES-W”);

— аппаратуры для мониторинга околоземного космического пространства и получения гелиогеофизической информации;

— радиотехнической системы для сбора и ретрансляции данных с платформ наземного, воздушного и морского базирования.

Геостационарные спутники обеспечивают непрерывное наблюдение за земной поверхностью (периодичность съемки раз в 15—30 мин), необходимое в первую очередь для анализа изменчивости атмосферных процессов. Полученные изображения обрабатываются в реальном времени, оцифровываются и направляются в центры предсказания погоды. Поскольку спутник находится на геостационарной орбите, появляется возможность создания анимации карт погоды, с помощью которой становится наглядным движение изображенных на них метеорологических объектов (в частности, атмосферных вихрей).

Еще одна особенность геостационарных спутников связана с возможностью ретрансляции данных через соседние спутники. Геостационарные спутники “видят” друг друга и могут обмениваться данными. Поэтому со спутника “Meteosat” можно взять информацию с японского спутника “MTSAT-1R”, а также с американских спутников серии “GOES”, что дает возможность получения полного покрытия съемкой поверхности Земли в любой точке земного шара от 60° с. ш. до 60° ю. ш.

Первичные данные с геостационарных спутников передаются на Землю с высоким разрешением в цифровом виде, что требует специального оборудования для их приема и отображения. Наземные высокоскоростные компьютеры обрабатывают эти данные, решая две задачи. Во-первых, исходные данные ретранслируются в другом цифровом формате, обладающем меньшим разрешением. Во-вторых, сформированные на спутнике изображения делятся на отдельные квадранты и ретранслируются в аналоговом виде в стандарте

WEFAX, принятом для передачи метеорологических данных.

В настоящее время на геостационарной орбите действует международная сеть, состоящая из пяти геостационарных спутников, которая образована космическими аппаратами США (“GOES-W” и “GOES-E”), Европейского союза (“Meteosat-7” и “Meteosat-9”) и Японии (“MTSAT-1R”). Для каждого действующего космического аппарата международной группировки геостационарных спутников на орбите имеется дублирующий спутник. В случае неисправности он оперативно может заменить основной спутник и таким образом обеспечить непрерывность спутниковых наблюдений. В данной конфигурации международная система геостационарных спутников действует с 1972 г., а с 2006 г. (с запусков американского спутника “GOES-13” и японского спутника “MTSAT-2”) наряду с действующими спутниками успешно функционирует на геостационарных орбитах система дублирования этих спутников. Таким образом, международная система геостационарных спутников позволяет обеспечить непрерывность наблюдений параметров атмосферы и земной поверхности в любой точке земного шара (за исключением полярных областей), что имеет исключительное важное значение для изучения климата.

Кроме того, на геостационарной орбите в настоящее время функционируют метеоспутники Индии (“Insat”, “Kalpana”), Китая (“FY-2”) и России (“Электро-Л” № 1).

Полярно-орбитальные спутники

Большое значение в системе гидрометеорологических наблюдений имеют полярно-орбитальные спутники. В отличие от геостационарных спутников, позволяющих производить космическую съемку Земли с периодичностью раз в 15—30 мин, полярно-орбитальные спутники производят наблюдения каждой точки Земли два раза в сутки, но с более высоким пространственным разрешением. Особая роль этим спутникам отводится при

проведении космической съемки полярных регионов Земли, т. е. территорий, недоступных для наблюдения с геостационарных спутников. Сгущение спутниковых орбит вблизи полюсов Земли позволяет увеличивать периодичность съемки каждой точки полярной территории с помощью существенного увеличения перекрытия космических изображений на соседних витках. Орбитальная группировка полярно-орбитальных метеорологических спутников включает как минимум два спутника — утренний и послеполуденный.

Основная полезная нагрузка оперативных полярно-орбитальных метеорологических искусственных спутников Земли (на примере спутников серии “NOAA” — National Oceanic and Atmospheric Administration, Национальной администрации по океану и атмосфере, США) состоит из:

- многоспектрального сканера видимого и инфракрасного диапазонов спектра (AVHRR — Advanced Very High Resolution Radiometer, усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения);

- аппаратуры TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) атмосферного зондирования в составе инфракрасного модуля HIRS/2 (High Resolution Infrared Radiation Sounder), сверхвысокочастотного (микроволнового) модуля MSU (Microwave Sounder Unit) и модуля SSU (Stratospheric Sounder Unit) стратосферного зондирования;

- бортовой радиотехнической системы сбора данных с платформ типа ARGOS.

Информация со спутников серии “NOAA” поступает непрерывно по радиолинии 1,7 ГГц (режим High Resolution Picture Transmission, HRPT) и 137 МГц (режим Automatic Picture Transmission, APT). Выходные продукты для информационного обеспечения задач оперативной метеорологии и гидрологии включают многоспектральные изображения облачности и подстилающей поверхности, данные температурно-влажностного зондирования атмосферы, данные о температуре морской поверхности

и параметрах облачного покрова регионально-го и глобального покрытия.

Передача цифровой и аналоговой спутниковой информации обеспечивается следующим образом:

- путем использования приемных станций, работающих в диапазонах 1,7 ГГц (режим HRPT) и 137 МГц (режим APT), причем для российских пользователей доступна информация только регионального покрытия в зоне радиовидимости приемных станций (режим непосредственной передачи, НП), а глобальная информация недоступна;

- путем распространения выходных продуктов при координации ВМО через глобальную систему телесвязи (ГСТ), включая глобальные данные температурно-влажностного зондирования (в виде сводок SATEM) или данные измерений аппаратуры TOVS, приведенные к условиям безоблачной атмосферы (сводки SARAD);

- путем использования глобальной компьютерной сети Интернет (сжатые изображения видимого и инфракрасного диапазонов спектра).

Исследовательские спутники

Остальные космические аппараты дистанционного зондирования Земли, кроме метеорологических, относятся к исследовательским спутникам. Непосредственной целью запусков исследовательских спутников является проведение исследований, отработка разных технологий, выполнение коммерческих заказов. Эти проекты обычно посвящены разным аспектам земного климата, экологическим исследованиям, получению информации, необходимой для принятия решений в области планирования и управления индустриальными, экономическими и природными ресурсами. Сейчас интенсивно осуществляется отработка новых технологий измерений, типов датчиков, радаров, которые способны обеспечить более полное понимание ключевых параметров состояния

атмосферы, почвенного покрова и морских вод. Введение в оперативную практику спутниковых наблюдений новых измерительных средств способствует расширению круга решаемых гидрометеорологических и климатических задач.

Таким образом, данные, получаемые спутниками непрямого метеорологического назначения, могут представлять значительный интерес при решении задач гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды, а долговременные ряды данных с этих спутников — задач климатологии.

Космическая система наблюдений Росгидромета

Космическая система наблюдений Росгидромета основана на использовании данных отечественных и зарубежных космических аппаратов наблюдения Земли, в том числе зарубежных полярно-орбитальных спутников серий “NOAA”, “MetOp”, “EOS” (“Terra”, “Aqua”), “FY-1” и геостационарных спутников серии “Meteosat”, “GOES”, “MTSAT” и других.

Федеральная космическая программа России на 2006—2015 гг. (ФКП-2015) предусматривает создание к 2015 г. и дальнейшее постоянное поддержание на орбите российской группировки спутников наблюдения Земли в составе

- двух геостационарных метеорологических спутников серии “Электро”;
- трех полярно-орбитальных спутников серии “Метеор”, два из которых являются метеорологическими и один океанографическим;
- двух полярно-орбитальных природно-ресурсных спутников серии “Канопус-В”.

Кроме того, к 2012 г. предполагается создать группировку из двух природно-ресурсных спутников серии “Ресурс-П”.

В ближайшие годы также должна быть создана многофункциональная космическая система “Арктика” (МКС “Арктика”) в составе двух космических аппаратов на высокоэллиптических орбитах и двух низкоорбитальных

спутников, оборудованных радиолокационными системами.

Начало запланированной серии запусков положил российский космический аппарат метеорологического назначения “Метеор-М” № 1, который был запущен 17 сентября 2009 г. Он является первым после долгого перерыва спутником, продолжившим ряд (более 30) отечественных метеорологических спутников, функционировавших в 1970—1990-е годы. “Метеор-М” относится к спутникам нового поколения: он обладает характеристиками бортовой измерительной аппаратуры, соответствующими мировому уровню. Информация с космического аппарата передается на Землю в международных форматах данных. С запуском спутника “Метеор-М” № 1 у России снова появилась возможность проводить наблюдения атмосферы и поверхности Земли за пределами зон радиовидимости приемных пунктов Росгидромета, осуществлять глобальный мониторинг окружающей среды. Введение в эксплуатацию “Метеор-М” способствует выполнению обязательств Российской Федерации по международным договорам, в том числе Конвенции Всемирной метеорологической организации, касающейся международного обмена гидрометеорологической информацией.

В ведении Росгидромета находится наиболее развитый в России наземный комплекс приема и обработки спутниковой информации, включающий в себя три региональных центра Научно-исследовательского центра космической гидрометеорологии “Планета” (НИЦ “Планета”): Европейский (Обнинск — Москва — Долгопрудный), Сибирский (Новосибирск) и Дальневосточный (Хабаровск). Этот наземный комплекс включает в себя также сеть стационарных и мобильных автономных пунктов (около 70) приема информации в России, Антарктиде и на морских судах (Асмус и др., 2005). Зоны приема региональных центров обеспечивают получение спутниковой информации по всей территории России и Европы.

В настоящее время НИЦ “Планета” ежедневно принимает и обрабатывает более 130 Гбайт спутниковых данных и выпускает свыше 150 наименований информационной продукции для обеспечения потребителей федерального, регионального и локального уровней — органов исполнительной власти. К таким видам информационной продукции относятся глобальные карты облачности и подстилающей поверхности (Северное и Южное полушария, тропическая зона), региональные карты облачности и подстилающей поверхности (Атлантический, Индийский и Тихий океаны, Арктика и Антарктика), тематические карты нефанализа и прогноза эволюции облачных образований, карты температуры морской поверхности (Атлантический, Индийский и Мировой океаны, а также внутренние и окраинные моря России), карты-схемы ледовой обстановки (Арктика, Антарктика и внутренние моря России), карты траекторий движения тропических циклонов и др. Оперативная спутниковая информационная продукция представляется в сети Интернет (<http://planet.iitr.ru>).

По всей принимаемой космической информации НИЦ “Планета” с 1979 г. ведет архив Российского государственного фонда данных о состоянии окружающей природной среды (Госфонд), который является частью Единого государственного фонда данных о состоянии окружающей природной среды, ее загрязнении, а также специализированные архивы тематической информационной продукции. Архив НИЦ “Планета” является разделом Госфонда спутниковой природно-ресурсной и океанографической информации (данные космических аппаратов серий “Ресурс” и “Океан”). Кроме того, НИЦ “Планета” осуществляет подготовку (и передачу во Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных) информационных продуктов для раздела Госфонда по спутниковой метеорологической информации. Полный объем

как исходных данных, так и подготовленных информационных продуктов составляет более 30 Тб.

Для обеспечения доступа потребителей к архивной цифровой спутниковой информации в НИЦ “Планета” действует электронный каталог сжатых космических изображений среднего и высокого пространственного разрешения. Доступ к данным каталога осуществляется по сети Интернет (<http://sputnik1.infospace.ru>). В электронном каталоге все спутниковые изображения представлены в виде последовательности географически привязанных кадров, каждый из которых имеет квадратную форму. Каждый кадр характеризуется следующими параметрами: номер витка, дата съемки, время съемки, географические координаты углов кадра, пункт приема спутниковой информации, режим работы бортовой аппаратуры, тип бортового сканера, степень облачности и уровень искажения помехами. С помощью электронного каталога удаленный пользователь может производить поиск спутниковой информации по заданным районам Земли и интервалам времени.

Кроме исходной (сырой) спутниковой информации в НИЦ “Планета” ежедневно архивируется выходная информационная продукция. Под каждый информационный продукт, получаемый на основе тематической обработки спутниковых данных, созданы специализированные цифровые архивы спутниковой информационной продукции, которые пополняются на регулярной основе. В последние годы по информации специализированных архивов формируются долговременные ряды спутниковых данных, которые используются для изучения изменения климата и природной среды, а также для оценки межгодовой и сезонной изменчивости отдельных параметров подстилающей поверхности. В частности, на основе обработки спутниковых данных сформированы ряды межгодовой изменчивости многолетнего льда в западном секторе Арктики за 1983—2011 гг., сезонной и межгодовой

изменчивости многолетнего льда в российском секторе Арктики за 2002—2011 г., сезонной и межгодовой изменчивости морского льда в Антарктике за 2002—2011 г., сезонной и межгодовой изменчивости припая и плавающего льда в северной части Каспийского моря за 2004—2011 г., сезонной и межгодовой изменчивости сплошного и сухого снега в европейской части России за 2005—2011 г. Упомянутые долговременные ряды спутниковых данных размещены на сайтах международного (под эгидой ВМО) Северо-Евразийского климатического центра: <http://seaks.meteoinfo.ru> и neacc.meteoinfo.ru.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ

Природные системы в приповерхностном слое представлены почвой, поверхностными водами суши и океана, приповерхностным слоем атмосферы, а также живым компонентом. Состояние природных систем в приповерхностном слое складывается под влиянием внешних факторов (главными из которых являются поток солнечного излучения и тепло, поступающее из недр Земли) и внутренних абиотических и биотических факторов. При этом наблюдается взаимосвязь между факторами как внутри этих групп, так и между группами. Эта взаимосвязь определяется физическими, химическими и биологическими процессами.

При построении распределенных моделей, т. е. моделей, описывающих пространственное распределение параметров природных систем, также учитывается горизонтальное взаимодействие — взаимодействие между элементами, находящимися в разных ячейках пространственной сетки, используемой при моделировании. Некоторые взаимосвязи между факторами и горизонтальные связи изучены фундаментальной наукой в такой степени, что существующие количественные закономерности можно использовать в ответственных при-

кладных расчетах. Следует, однако, подчеркнуть, что математические модели — “слепки” с действительности, выполненные с помощью математических уравнений, отражающих известные законы природы. Эти слепки повторяют некоторые важные черты природы, но не все. Поэтому они описывают реальные процессы лишь в некотором приближении, а не в точности.

Также следует сразу уточнить, что под термином “модель” в науках о Земле и биологических науках сейчас понимаются разные инструменты исследования, существенно различающиеся по структуре и назначению. Так, сюда включаются полуэмпирические и эмпирические формулы для расчета параметров природных процессов, стационарные и динамические модели природных систем.

В связи с возможностью их использования в исследованиях природных процессов возникает ряд довольно трудных принципиальных вопросов, связанных с точностью моделей и их применимостью для расчетов на разных временных горизонтах. Некоторые из этих вопросов будут рассмотрены в данном разделе.

Модели — полуэмпирические и эмпирические формулы

Одна из отличительных черт физики и в некотором смысле вектор ее развития — точность законов, во всяком случае, стремление исследователей добиваться этой точности. Это в значительной мере также характерно для наук о Земле. Например, уравнения Навье — Стокса являются основой гидродинамических моделей, они отражают точные законы природы — законы сохранения массы, импульса и энергии.

Однако все исследователи, имеющие дело с природными процессами — физическими, химическими или биологическими, — хорошо знают, что в большинстве случаев добиться точного количественного описания зависимости изучаемой переменной от переменных-предикторов не удастся. Причина — неполное

знание условий, в которых протекает исследуемый процесс, и взаимосвязей изучаемых переменных, наличие неучтенных (вследствие технических сложностей или отсутствия информации) факторов.

В этом случае для вычисления значений изучаемой переменной используются формулы или алгоритмы вычислений (т. е. иногда и “невные” формулы), которые в максимальной степени отражают известные точные законы природы, а также в некоторой степени количественно выражают качественные представления исследователей о взаимосвязях изучаемой переменной с переменными-предикторами. Такие формулы или алгоритмы вычислений называются полуэмпирическими или эмпирическими (если основаны в основном на качественных представлениях) моделями (или параметризациями). Для пояснения приведем пример.

В работе (Корзухин и др., 2011) рассмотрена схема количественного описания испаряемости (т. е. потенциального, максимально возможного испарения — испарения с откры-

той поверхности), восходящая к Дальтону. Она базируется на описании переноса массы, основанном на разности (градиенте) концентраций вещества, т. е. на классическом законе Фика.

Испаряемость E_{pot} с единицы площади в данной точке испаряющей поверхности (мм/сут) вычислялась следующим образом:

$$E_{\text{pot}}(T_{\text{evap}}, T_{\text{air}}, U) = \rho(T_{\text{air}}) \times g(U) \times [e_{\text{sat}}(T_{\text{evap}}) - e_{\text{air}}]/P.$$

Здесь T_{evap} — температура испаряющей поверхности, °С; U — скорость ветра в направлении по касательной к испаряющей поверхности, м/с; ρ — плотность сухого воздуха, кг/м³; g — проводимость на пути испаряющая поверхность — атмосфера, м/сут; $e_{\text{sat}}(T_{\text{evap}})$ — давление насыщенного водяного пара при данной температуре испаряющей поверхности воды, гПа; e_{air} — парциальное давление водяного пара, гПа; P — атмосферное давление, гПа.

Зависимость испаряемости от разности давления насыщения для водяного пара и его фактического парциального давления, а также

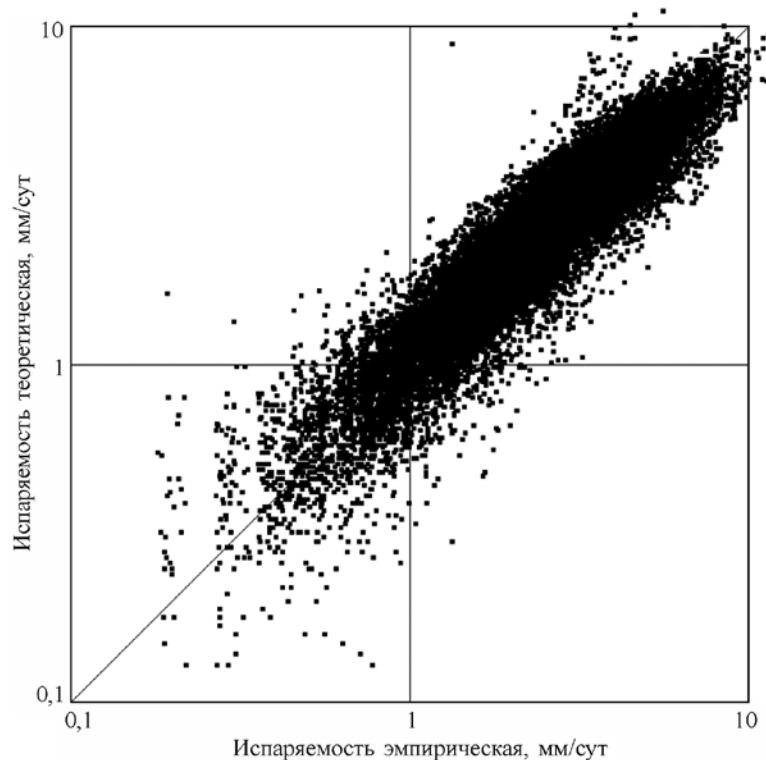


Рис. 1.17. Сопоставление фактических и расчетных данных об испаряемости (Корзухин и др., 2011).

от плотности воздуха и давления — в рамках обычных представлений физики. А использование линейной зависимости коэффициента g от скорости ветра (Братсерт, 1985) $g(U) = g_1 + g_2 U$ есть просто эмпирическая формула — параметризация качественных представлений. Результаты оценки параметров модели по фактическим данным мониторинга составляют: $g_1 = 165,2$ м/сут, $g_2 = 99,9$. На рис. 1.17 приведено соотношение наблюдаемых и расчетных значений испаряемости.

Как видно на рис. 1.17, расчетные данные достаточно хорошо соответствуют фактическим ($R^2 = 0,84$). Однако, несмотря на высокую степень соответствия расчетных и фактических данных, все же остаточное варьирование велико — разброс облака точек вокруг ожидаемой теоретической линии (биссектрисы) значителен. Это является следствием неполноты информации об условиях протекания процесса и использования линейной параметризации для коэффициента g .

При наличии более подробных сведений об изучаемом процессе, при вовлечении в рассмотрение все большего числа значимых для процесса факторов по мере замены параметризаций истинными закономерностями точность таких моделей будет увеличиваться.

Стационарные модели природных систем

Если приведенный выше пример — простая полуэмпирическая формула, описывающая интенсивность природного процесса (испарения), то в других случаях совокупность такого рода формул помогает описать конечный результат взаимодействия множества природных процессов. Такой подход используется при построении стационарных моделей природных систем, когда совокупность полуэмпирических и эмпирических формул, а также просто ограничений, описывающих природные процессы, дает возможность количествен-

но описать стационарное состояние природной системы в заданных условиях среды.

Таковы, например, стационарные модели биомов, которые описывают стационарное распределение мировых биомов по земному шару в зависимости от пространственного распределения параметров среды, в том числе климатических значений метеорологических величин. В качестве примера можно привести оценку стационарного распределения мировых биомов в северных широтах, полученную с помощью модели BIOME-4 в работе (Kaplan et al., 2003). На рис. 1.18 приведены современное распределение и расчетное стационарное распределение, соответствующее современному климату.

В связи с использованием стационарных моделей для прикладных расчетов возникают два принципиальных вопроса:

- Как неточность полуэмпирических и эмпирических формул, использованных в модели для описания природных процессов, повлияет на конечный результат — не приведет ли множество неопределенностей, имеющих в звеньях сложной модели, к неприемлемой результирующей неточности расчета стационарного значения основной интересующей исследователя переменной?

- Каким образом можно верифицировать стационарную модель, а именно, с какими фактическими данными сравнивать результат расчета, ведь наблюдаемое в природе — как правило, переходное, а не стационарное состояние природной системы?

В комментариях к первому вопросу заметим, что в сложных, многофакторных, многозвенных моделях практически нет возможности традиционными математическими средствами оценить неопределенность результата финального расчета исходя из неточности входных данных и используемых в модели полуэмпирических и эмпирических формул. Поэтому следует сравнивать результат финального расчета исследуемой переменной непосредственно с данными наблюдений этой переменной. Это выполнено, например, в

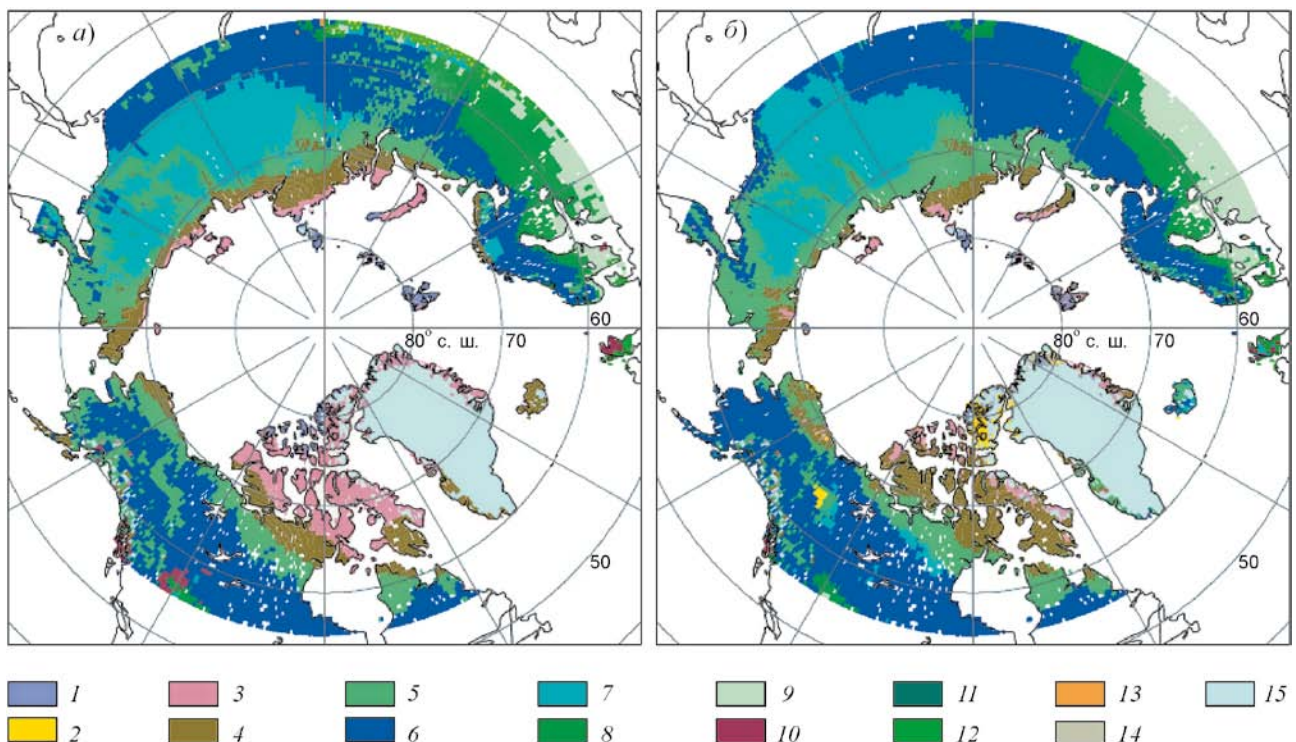


Рис. 1.18. Сравнение современного распределения растительности (а) с распределением, полученным по модели BIOME-4 (Kaplan et al., 2003) (б), для северных широт. 1 — мохово-лишайниковая тундра с подушковидной травянистой растительностью; 2 — разнотравно-злаковая тундра; 3 — кустарничковая тундра: стелющиеся формы растительности; 4 — кустарничковая тундра: прямостоящие формы растительности; 5 — кустарничково-кустарниковая тундра; 6 — вечнозеленые хвойные леса холодного пояса; 7 — лиственные леса холодного пояса; 8 — вечнозеленые хвойные леса умеренно-холодного пояса; 9 — смешанный лес умеренно-холодного пояса; 10 — вечнозеленые хвойные и смешанные леса умеренно-холодного пояса; 11 — широколиственные леса умеренного пояса; 12 — широколиственные леса умеренного пояса; 13 — луга и ксерофитные кустарники умеренного пояса; 14 — пустошь; 15 — лед.

уже цитированной выше работе (Kaplan et al., 2003); на рис. 1.18 можно видеть, что результат расчета пространственного распределения мировых биомов удовлетворителен.

Второй вопрос весьма сложен. Он связан с представлением о характерном времени переходных процессов в природных системах. Так, известно, что лесной экосистеме требуется примерно 100—200 лет для достижения стационарного состояния при заданном климате. Но ведь и климат со временем меняется. Возможно, следует сравнивать фактическое и расчетное распределения, осредненные за период, существенно превышающий характерное вре-

мя переходного процесса. Однако это — лишь одна из возможностей, и корректная процедура верификации стационарной модели пока не вполне ясна.

Динамические модели

Нестационарность реальных природных систем, наличие в них переходных процессов с характерными временами, которые сравнимы или даже существенно больше, чем характерные времена интересующих человека воздействий на природные системы (например, изменения климата), стимулировали развитие нестационарных динамических моделей природных систем. Под этим термином подразу-

меваются вычислительная схема, позволяющая определять состояние природной системы в следующий момент времени исходя из ее состояния в предыдущий момент времени (или в предыдущие моменты), а также учитывая внешние воздействия на систему. Математически такая вычислительная схема обычно — система дифференциальных или разностных уравнений относительно переменных, описывающих состояние природной системы. Современные динамические модели описывают природные системы разных масштабов (от локального до глобального). Их сложность также весьма различна — одни модели оперируют десятком переменных, а другие — сотнями.

Наиболее сложными являются модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). С помощью этих моделей количественно описывается изменение во времени глобального климата со значительным пространственным разрешением. Они с большой степенью точности учитывают свойства основных компонентов климатической системы Земли: гидросферы, атмосферы, почвы и биосферы, процессы, в них протекающие, а также их взаимодействие между собой и с внешними системами (в частности, с излучением Солнца). Несколько таких моделей создано в ведущих мировых климатических центрах. В табл. 1.3 приведены основные такие модели, результаты работы которых использованы Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) при подготовке Четвертого оценочного доклада (Climate Change 2007, 2007a).

Одна из МОЦАО, упомянутых в табл. 1.3, — отечественная (INM). Она создана в Институте вычислительной математики Российской академии наук (ИВМ РАН) и поддерживается Е. М. Володиным с сотрудниками. В основе этой модели — мировой опыт и достижения моделирования, а также отечественные разработки, представленные в работах (Дымников и др., 1995; Алексеев и др., 1998; Крупчатников и др., 2000; Крупчатников, Крылова, 2001) и ряде других.

Отметим еще две российские разработки: климатическую модель Института физики атмосферы им. А. М. Обухова Российской академии наук (КМ ИФА РАН), которая создана и поддерживается И. И. Моховым с сотрудниками (например, (Мохов и др., 2006)), и региональную модель Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (ГГО Росгидромета), которая создана и поддерживается И. М. Школьниковом с коллегами (например, (Школьник и др., 2007)). КМ ИФА РАН является моделью промежуточной сложности (по сравнению с МОЦАО), а вторая модель ориентирована на расчеты не глобального, а регионального масштаба, которые выполняются с высоким пространственным разрешением.

Основная функция климатических динамических моделей — исследование изменений климата и их последствий в будущем. Принимая современное состояние климатической системы Земли за начальное условие, МОЦАО запускают, как правило, на мощных суперкомпьютерах и получают траекторию эволюции климатической системы в будущем. Здесь возникают два традиционных для теории динамических систем математических вопроса:

- Если в описании начальных условий имеются неточности, ошибки или случайный компонент (а они всегда имеются!), то как это отразится на траектории; в частности, насколько траектории, соответствующие сходным начальным условиям, будут близки?

- Если в значениях параметров модели имеются неточности, ошибки или случайный компонент (а они всегда имеются!), то как это отразится на траектории; в частности, насколько траектории, соответствующие близким значениям параметров, будут близки?

Теоретически получить ответы на эти вопросы для динамической модели, содержащей сотни или тысячи переменных, связанных сложными, часто полуэмпирическими или эмпирическими зависимостями, невозможно. Из

Таблица 1.3. Модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), результаты работы которых использованы МГЭИК при подготовке Четвертого оценочного доклада (http://www.mad.zmaw.de/IPCC_DDC/html/SRES_AR4/index.html)

Климатический центр	Аббревиатура центра	Символ модели
Пекинский климатический центр, Китай	BCC	CM1
Бьеркинесский центр климатических исследований, Норвегия	BCCR	BCM2.0
Канадский центр климатического моделирования и анализа, Канада	CCCma	CGCM3 (T47 resolution) CGCM3 (T63 resolution)
Национальный центр метеорологических исследований, Франция	CNRM	CM3
Австралийская научная и промышленная организация Содружества наций, Австралия	CSIRO	Mk3.0
Метеорологический институт им. Макса Планка, Германия	MPI-M	ECHAM5-OM
Метеорологический институт Боннского университета, Германия; Группа данных и моделей Института им. Макса Планка (MPI-M), Германия; Метеорологический институт Корейской метеорологической службы, Республика Корея	MIUB METRI M&D	ECHO-G
Институт физики атмосферы, Китай	LASG	FGOALS-g1.0
Геофизическая гидродинамическая лаборатория, США	GFDL	CM2.0 CM2.1
Годдардовский институт космических исследований, США	GISS	AOM E-H E-R
Институт вычислительной математики РАН, Россия	ИВМ	CM3.0
Институт им. Пьера Симона Лапласа, Франция	IPSL	CM4
Национальный институт исследований окружающей среды, Япония	NIES	MIROC3.2 hires MIROC3.2 medres
Метеорологический исследовательский институт, Япония	MRI	CGCM2.3.2
Национальный центр атмосферных исследований, США	NCAR	PCM CCSM3
Метеорологическая служба Великобритании	UKMO	HadCM3 HadGEM1
Национальный институт геофизики и вулканологии, Италия	INGV	SXG 2005

практики гидрометеорологического моделирования известно, что траектории, выпущенные из близких начальных условий, довольно быстро расходятся (за несколько суток), как и модельные траектории с фактическими (с данными наблюдений).

Какие же гидрометеорологические величины будущего можно рассчитать с помощью динамической модели, в частности с помощью МОЦАО? Конечно, в ситуации, когда предсказания погоды более чем на неделю малоэффективны, нельзя ожидать, что модель предскажет средние значения гидрометеорологических переменных, например в Москве, на июль 2050 г. Однако климат июля, т. е., в частности, распределение средней температуры в июле за большой промежуток времени, например, за 2040—2070 гг., модель предсказать может. При этом если информация будет требоваться не о Москве, а о Москве и Московской области (т. е. о более крупной территории), то предсказание будет точнее. Таким образом, для

погоды существует предел предсказуемости ~ 2 недели, а для климата считается, что его нет. Подчеркнем, что это — не математическая теорема, а убеждение тех, кто занимается моделированием климата, и гипотеза — для всех остальных.

Считается также, что осреднения улучшают прогноз климата. Для этого используют ансамблевый подход, а именно:

— во-первых, делают несколько запусков модели, при которых получаются разные траектории из-за наличия случайного компонента в динамике климатической системы и ошибок в начальных условиях; затем полученные траектории (ансамбль траекторий) усредняют;

— во-вторых, при моделировании одновременно используют несколько МОЦАО, а затем результаты расчетов (мультимодельный ансамбль траекторий) усредняют, получается мультимодельный климат.

На рис. 1.19 приведены результаты подобных расчетов, использованных в Четвертом

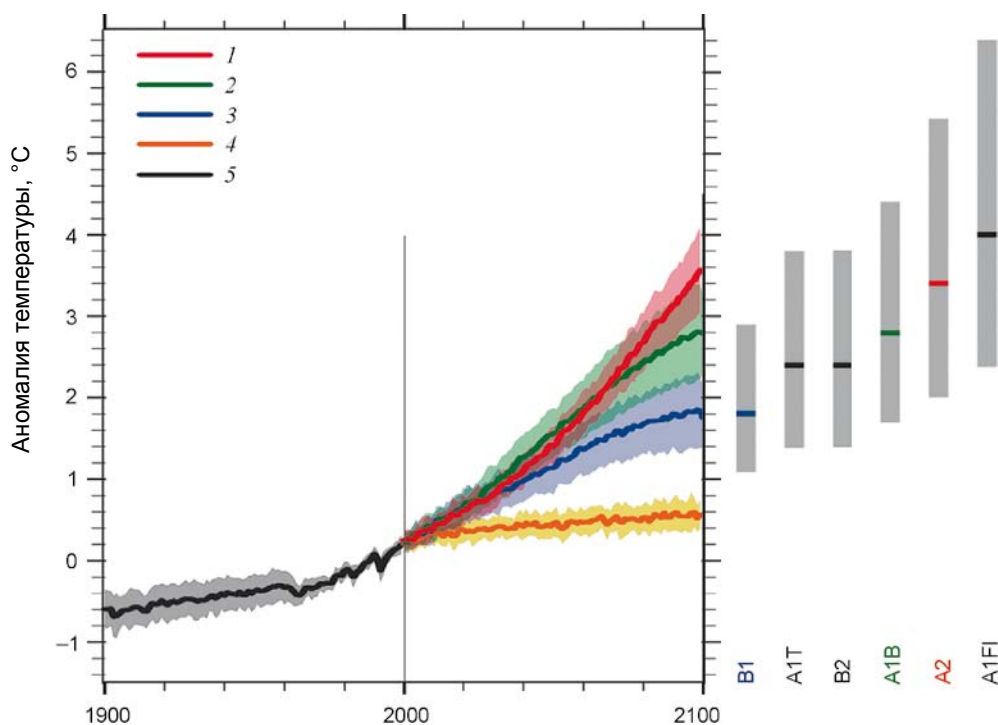


Рис. 1.19. Изменение средней глобальной температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы при разных сценариях антропогенного воздействия на глобальный климат (Climate Change 2007, 2007a). 1 — A2; 2 — A1B; 3 — B1; 4 — постоянная концентрация CO₂ на уровне 2000 г.; 5 — концентрация CO₂ в XX в.

оценочном докладе МГЭИК (Climate Change 2007, 2007a) — это траектории среднегодовой среднеглобальной приповерхностной температуры в XXI в. Отметим, что на рисунке приведены несколько траекторий. Они соответствуют разным сценариям антропогенного воздействия на климатическую систему Земли (разным режимам глобальных антропогенных эмиссий парниковых газов в атмосфере). Эти режимы описаны МГЭИК в Специальном докладе о сценариях эмиссий (Special Report on Emission Scenarios, 2000), они соответствуют разным путям развития мировой экономики в XXI в. При расчете (рис. 1.19) использовались сценарии A2, A1B, B1 и данные о концентрации (постоянной) парниковых газов в 2000 г.

Заметим, что даже если концентрация парниковых газов остается постоянной на уровне 2000 г., то в течение XXI в. глобальная температура продолжает увеличиваться. Это “дотепление” — следствие инерции климатической системы Земли, некоторой неравновесности ее состояния в конце XX в.

На рис. 1.19 для каждого сценария показаны средняя траектория (ход мультимодельной температуры) и доверительный интервал для нее, а также межмодельный разброс собственно результатов расчетов для каждого сценария (к уже названным добавлены сценарии A1FI и A1T). Он значителен. Скажем, в конце XXI в. для сценария A1FI разброс значений температуры сравним с разбросом ее средних значений для траекторий, соответствующих разным сценариям.

Когда появляется новая климатическая модель, например, МОЦАО, часто обсуждается вопрос о ее качестве. При этом употребляются критерии — соответствие результатов моделирования данным наблюдений (model performance) и сходство результатов моделирования с другими моделями (model convergence). По мнению авторов, результаты новой модели следует сравнивать с фактами, т. е. с данными наблюдений, а не с результатами расчетов с

помощью других моделей. Правда, и при сравнении с фактами могут также возникать проблемы: модель может хорошо воспроизводить, например, поля средней температуры в XX в., и посредственно воспроизводить поля экстремальной температуры.

В заключение отметим, что критика, часто звучащая в адрес климатических моделей, некоторые оговорки по условиям их применимости, которые, в частности, были высказаны выше в этом разделе, не могут изменить общую оценку их роли: это единственный способ исследования будущих климатов. Наряду с другими методами климатологии это важный инструмент прикладных исследований, направленных на выработку рациональной климатической политики.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев В. А., Володин Е. М., Галин В. Я., Дымяков В. П., Лыкосов В. Н., 1998.** Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН. Описание модели A5421 версии 1997 года и результатов эксперимента по программе AMIP II, М., ИВМ РАН, 215 с.
- Антропогенные изменения климата, 1987.** Под ред. М. И. Будыко, Ю. А. Израэля, Л., Гидрометеиздат, 404 с.
- Асмус В. В., Дядюченко В. Н., Макриденко Л. А. и др., 2005.** Наземный комплекс приема, обработки, архивации и распространения спутниковой информации, Сборник трудов НИЦ “Планета”, № 1 (46).
- Борзенкова И. И., 1992.** Изменение климата в кайнозое, СПб, Гидрометеиздат, 247 с.
- Братсерт У. Х., 1985.** Испарение в атмосферу: Теория, история, приложения, пер. с англ. под ред. А. С. Дубова, Л., Гидрометеиздат, 351 с.
- Васильев А. А., Белинский О. Н., 2001.** Основные виды гидрометеорологических опасностей и их распределение по территории России, в кн.: Природные опасности России. Т. 5. Гидрометеорологические опасности, под ред. Г. С. Голицына, А. А. Васильева, М., Крук, с. 14—24.
- Величко А. А., Бараш М. С., Гричук В. П., Гуртовая Е. Е., Зеликсон Э. М., 1984.** Климат Се-

- верного полушария в эпоху последнего, микулинского, межледниковья, Известия АН СССР, сер. геогр., № 1, с. 5—18.
- Величко А. А., Борисова О. К., Светлицкая Т. В., 1995.** Климат безледной Земли (количественные реконструкции для оптимума эоцена), Известия РАН, сер. геогр., № 1, с. 31—41.
- Гричук В. П., 1969.** Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена, в кн.: Голоцен, М., Наука, с. 41—57.
- Гричук В. П., 1979.** Методика интерпретации палеоботанических материалов для решения задач стратиграфии и корреляции позднего кайнозоя, в кн.: Палинологические исследования на северо-востоке СССР, под ред. В. П. Гричука, Владивосток, ДВНЦ АН СССР, с. 5—22.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 1980.** Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария, Л., Гидрометеиздат, 71 с.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Известия АН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 1—20.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004.** Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 38—49.
- Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2009 год, 2010.** М., Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет), 57 с.
- Дымников В. П., Алексеев В. А., Володин Е. М., Галин В. Я., Дианский Н. А., Лыкосов В. Н., Эзау И., 1995.** Моделирование общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана, Известия АН. Физика атмосферы и океана, т. 31.
- Золотокрылин А. Н., 2009.** Динамика современного климата степей Европейской России. Вопросы степеведения (Оренбург), т. VII, с. 39—45.
- Кислов А. В., 2001.** Климат в прошлом, настоящем и будущем, М., МАКС Наука/Интерпериодика, 348 с.
- Киктев Д. Б., Секстон Д. М., Александер Л. В., Фолланд К. К., 2002.** Тренды в полях годовых экстремумов осадков и приземной температуры во второй половине XX века, Метеорология и гидрология, № 11, с. 13—24.
- Климанов В. А., 1976.** К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого, Вестник МГУ, сер. геогр., № 2, с. 92—98.
- Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления, 2010.** Ретроспективный анализ и сценарии. Атлас-монография “Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен — голоцен — элементы прогноза”, вып. III, под ред. А. А. Величко, М., Геос, 220 с.
- Корзухин М. Д., Колосов П. А., Семенов С. М., 2011.** Опыт применения модели Дальтона к оценке испаряемости на территории России и соседних стран по данным долговременных наблюдений, Метеорология и гидрология, № 12, с. 17—28.
- Корнева И. А., Попов И. О., Семенов С. М., 2011.** Современные изменения температуры земной поверхности и потока поглощенной радиации в регионе Гренландии, Труды ГГО, вып. 563, с. 77—93.
- Крупчатников В. Н., Володин Е. М., Галин В. Я., Лыкосов В. Н., 2000.** Климатология приповерхностных потоков CO₂ в совместной модели общей циркуляции атмосферы, растительности и почвы: случай с заданной архитектурой растительности, в сб.: Вычислительная математика и математическое моделирование (Труды международной конференции, посвященной 75-летию академика Г. И. Марчука и 20-летию Института вычислительной математики РАН, Москва, Россия, 19—22 июня 2000 г.), т. II, с. 97—112.
- Крупчатников В. Н., Крылова А. И., 2001.** Моделирование атмосферного цикла метана по данным глобального мониторинга, Оптика атмосферы и океана, т. 14, с. 515—519.
- Кузьмин М. И., Грачев М. А., Вильямс Д. и др., 1997.** Непрерывная летопись палеоклимата последних 4,5 миллионов лет из озера Байкал (первая информация), Геология и геофизика, № 5.
- Мирвис В. М., Гусева И. П., Мещерская А. В., 1998.** Оценка изменения континентальности климата России по данным об амплитудно-фазовых характеристиках годового хода средней суточной температуры воздуха в последнем столетии, Метеорология и гидрология, № 7, с. 5—18.
- Монин А. С., Шишков Ю. А., 1979.** История климата, Л., Гидрометеиздат, 407 с.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Карпенко А. А., 2006.** Чувствительность к антропогенным

воздействиям глобальной климатической модели ИФРАН с интерактивным углеродным циклом, Доклады Академии наук, т. 407, № 3, с. 400—404.

- Мюллер П., Нойман П., Шторм Р., 1982.** Таблицы по математической статистике, М., Финансы и статистика, 272 с.
- Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008.** Т. I. Изменения климата, М., Росгидромет, 227 с.
- Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография), 1982.** Под ред. И. П. Герасимова, А. А. Величко, М., Наука, 156 с.
- Семенов С. М., Гельвер Е. С., 2002.** Изменение годового хода среднесуточной температуры воздуха на территории России в XX веке, Доклады Академии наук, т. 386, № 3, с. 389—394.
- Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С., 2006.** Выявление климатогенных изменений, М., Издательский центр “Метеорология и гидрология”, 235 с.
- Тарасов П. Е., 2000.** Реконструкция климата и растительности Северной Евразии позднего плейстоцена по палинологическим данным, в кн.: Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена, М., МГУ.
- Черенкова Е. А., Золотокрылин А. Н., 2010.** Реакция границ зон увлажнения равнин России на изменение климата, Метеорология и гидрология, № 12, с. 17—25.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2007.** Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5—18.
- Шмакин А. Б., Попова В. В., 2006.** Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX в., Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 42, с. 157—166.
- Ясюкевич В. В., Казакова Е. В., Попов И. О., Семенов С. М., 2009.** Распространение клещей *Ixodes ricinus* L., 1758 и *Ixodes persulcatus* Shulze, 1930 (*Parasitiformes, Ixodidae*) на территории России и соседних стран и их связь с наблюдаемыми изменениями климата, Доклады Академии наук, т. 427, № 5, с. 688—692.
- Adcock S., Dukes M., Goodess C., and Paluticof J., 1997.** A critical review of the climate literature relevant to the deep disposal of radioactive waste, in: Nirex Safety Assessment Research Programme, Report No. 5/97/009, 294 p.
- Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene–Holocene, 1992.** B. Frenzel, M. Pécsi, and A. A. Velichko (eds.), Budapest, Geographical Research Institute, Stuttgart, Gustav Fisher Verlag, 153 p.
- CEOS Earth Observation Handbook, ESA, 2008.**
- CLIMAP Project members, 1984.** The last interglacial Ocean, Quaternary Res., vol. 21, pp. 123–224.
- Climate Change 2007, 2007.** The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, <http://www.ipcc.ch>.
- Climate Change 2007, 2007a.** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. D. Solomon, M. Qin, Z. Manning, Z. M. Chen, K. B. Marquis, et al. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Climate Change 2007, 2007b.** Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contributions of WG II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O. F. Canzian, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden, and C. E. Hansen (eds.), Cambridge, Cambridge University Press, 976 p.
- Dukes M. D. G. and Palutikof J. P., 1995.** Estimation of extreme wind speeds with very long return periods, J. Appl. Meteorol., vol. 34, pp. 1950–1961.
- Evans M. N., Reichert B. K., Kaplan A., Anchukaitis K. J., Vaganov E. A., Hughes M. K., and Cane M. A., 2006.** A forward modeling approach to paleoclimatic interpretation of tree-ring data, J. Geophys. Res., vol. 111, G03008, doi: 10.1029/2006JG000166.
- Frich P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M. G., and Peterson T., 2002.** Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, Climate Res., vol. 19, pp. 193–212.
- Fritts H. C., 1966.** Growth rings of trees: Their correlation with climate, Science, vol. 154, pp. 973–979.
- Hamidieh K., 2008.** Topics in Statistical Modeling and Estimation of Extremes and Their Dependence, Dissertation for the degree of Doctor of Philosophy (Statistics) in the University of Michigan, 132 p.
- Hage K., 2003.** On destructive Canadian prairie windstorms and severe winters, Natural Hazards, vol. 29, pp. 207–228.

- Hawkes P. J., Gonzalez-Marco D., Sánchez-Arcilla A., and Prinos P., 2008.** Best practice for the estimation of extremes: A review, *J. Hydraul. Res.*, vol. 46 (Extra Iss. 2), pp. 324–332.
- Hughes M. K., Vaganov E. A., Shiyatov S., Touchan R., and Funkhouser G., 1999.** Twentieth-century summer warmth in northern Yakutia in a 600-year context, *Holocene*, vol. 9, No. 5, pp. 603–608.
- Izrael Yu., 1983.** *A Ecology and Control of the Natural Environment*, Kluwer, 400 p.
- Jouzel J., Lorius C., Petit J. R., Genthon C., Barkov N. I., Kotlyakov V. M., and Petrov V. M., 1987.** Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years), *Nature*, vol. 329, pp. 403–408.
- Jouzel J., Barkov N. I., Barnola J. M., Bender M., Chappellaz J., et al., 1993.** Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period, *Nature*, vol. 364, pp. 407–412.
- Jouzel J., Waelbroeck C., Malaize B., Bender M., Petit J. R., et al., 1996.** Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records, *Climate Dynamics*, vol. 12, pp. 513–521.
- Kaplan J. O., Bigelow N. H., Prentice I. C., Harrison S. P., Bartlein P. J., et al., 2003.** Climate change and arctic ecosystems II: Modeling, paleodata-model comparisons, and future projections, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, No. D19, p. 8171.
- Katz R.W. and Brown B.G., 1992.** Extreme events in a changing climate: Variability is more important than averages, *Climatic Change*, vol. 21, pp. 289–302.
- Koutsoyiannis D., 2004.** Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: I. Theoretical investigation, *Hydrol. Sci. J.*, vol. 49, pp. 575–590.
- Kunkel K. E., 2003.** North American trends in extreme precipitation, *Natural Hazards*, vol. 29, pp. 291–305.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., et al., 1999.** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, vol. 399, pp. 429–436.
- Special Report on Emission Scenarios, 2000.** A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, N. Nakićenović et al. (eds.), Cambridge University Press, 599 p.
- Vaganov E. A., Anchukaitis K. J., and Evans M. N., 2011.** Chapter 3. How well understood are the processes that create dendroclimatic records? A mechanistic model of the climatic control on conifer tree-ring growth dynamics, in: M. K. Hughes et al. (eds.), *Dendroclimatology, Developments in Paleoenvironmental Research* 11, doi: 10.1007/978-1-4020-5725-0_3, pp. 37–75.
- Velichko A. A., Borisova O. K., and Zelikson E. M., 2008.** Paradoxes of the last Interglacial climate: Reconstruction of the Northern Eurasia climate based on paleofloristic data, *Boreas*, vol. 37, pp. 1–19.
- Velichko A. A., Borisova O. K., Zelikson E. M., and Morozova T. D., 2004.** Changes in vegetation and soils of the East European Plain to be expected in the 21st century due to the anthropogenic changes in climate, *Geogr. Pol.*, vol. 77, No. 2, pp. 35–45.
- WMO Space Programme, 2003.** The role of satellites in WMO programmes in the 2010s, SP-1, Techn. Doc. WMO/TD-No. 1177.
- Wylie D., Jackson D. L., Menzel W. P., and Bates J. J., 2005.** Trends in global cloud cover, in: *Two Decades of HIRS Observations*, Amer. Meteorol. Soc., pp. 3021–3031.