

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ С АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ



НАУКА



*Григорий Александрович
Авсюк*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ С АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР В.М. КОТЛЯКОВ,
доктор географических наук М.Г. ГРОСВАЛЬД



МОСКВА
"НАУКА"

1987

Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. — М.: Наука, 1987.

В монографии изложены результаты научных работ по программе изучения прямых и обратных связей оледенения с атмосферой и Мировым океаном. Она написана ведущими специалистами в области гляциологии. В ней рассмотрен вопрос о климатической роли современных и древних ледников, снежного покрова и морских льдов; в частности оценено влияние ледников разных типов на приледниковый слой воздуха, предложен метод контроля климатических изменений на разных уровнях по данным о внешнем массообмене ледников. Рассмотрены геоморфологические и климатические эффекты взаимодействия оледенения с океаном в зоне материковых окраин. Изложена теория связей между уровнем Мирового океана и глобальным климатом. Приведены новые реконструкции последнего оледенения и древних ледниково-подпрудных озер в горах Южной Сибири и Северо-Востока СССР.

Табл. 19. Ил. 62. Библиогр.: с. 236–247 (325 назв.)

Рецензенты

Б.И. Втюрин, Л.Р. Серебрянный

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ С АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ

Утверждено к печати Институтом географии АН СССР

Редактор издательства *Л.П. Ладычук*

Художник *И.Е. Сайко*. Художественный редактор *В.Ю. Кученков*

Технический редактор *И.И. Джиоева*. Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 35488

Подписано к печати 18.03.87. Т — 06056. Формат 60 × 90 1/16

Бумага офсетная № 1. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная

Усл.печ.л. 15,5 + 0,3 вкл. Усл.-кр.-отт. 15,8. Уч.-изд.л. 19,3

Тираж 800 экз. Тип. зак. 1290. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

*ПОСВЯЩАЕТСЯ АКАДЕМИКУ
ГРИГОРИЮ АЛЕКСАНДРОВИЧУ АВСЮКУ*

ОТ АВТОРОВ

В декабре 1986 г. исполнилось 80 лет крупнейшему советскому географу и геофизику академику Григорию Александровичу Авсюку, которому авторы посвящают свою книгу.

Наш путь в гляциологии вот уже в течение 30 лет связан с деятельностью Г.А. Авсюка — мудрого и дальновидного организатора науки, много сделавшего для ее развития. Идеи большинства исследований, выполненных нами за эти годы, принадлежали Г.А. Авсюку, внесшему большой вклад в их организацию и планирование. Комплексные стационарные исследования полярных и горных оледенений по программе Международного геофизического года (1957—1959 гг.), составление многотомного Каталога ледников СССР, наблюдения за колебаниями ледников, программа исследований баланса льда, тепла и воды на избранных горно-ледниковых бассейнах — вот неполный перечень главных научных проектов, претворенных в жизнь по инициативе и под руководством Г.А. Авсюка.

Научные результаты, полученные при осуществлении этих проектов, дали мощный импульс для нового, более глубокого понимания проблемы взаимодействия оледенения и климата. Многогранность этой проблемы, ее междисциплинарный характер и разнообразие применяемых методов обеспечили получение выводов, которые существенно углубляют понимание закономерностей как существующего оледенения Земли — ее ледников, снежного покрова, морских льдов, так и ледниковых покровов плейстоцена и более далекого прошлого. Выдвинутые Г.А. Авсюком фундаментальные идеи создали основу для дальнейшей разработки вопросов, связанных с изучением процессов взаимодействия оледенения с атмосферой и океаном и с познанием природных механизмов этих взаимодействий. Эти идеи помогли найти пути для перехода от физических моделей ледниковых систем к количественным, которые могут решаться средствами современной вычислительной техники.

Три десятилетия назад Г.А. Авсюк выступил инициатором исследований проблемы связей ледников с климатом, полное значение которой для наук о Земле стало понятным только теперь. Авторы выражают надежду, что предлагаемый вниманию читателей труд будет принят как достойное продолжение начатого Г.А. Авсюком направления гляциологических исследований.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В этой монографии подводится итог первого этапа полевых и теоретических исследований по проблеме "Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном", проведенных в 1981–1985 гг. Помимо основных авторов – сотрудников Института географии АН СССР В.М. Котлякова, М.Г. Гросвальда, А.Н. Кренке, М.Б. Дюргерова, А.Б. Казанского, А.П. Волошиной, А.Ф. Глазовского и Л.Н. Глебовой, в этих исследованиях принимали участие члены Секции гляциологии Межведомственного геофизического комитета В.Ф. Захаров (Арктический и антарктический научно-исследовательский институт), П.П. Арапов (Ленинградский государственный университет), В.Н. Орлянкин (ПГО "Аэрогеология").

Цель исследований состояла в выяснении характера и физических механизмов взаимодействий оледенения (ледников, морских льдов и снежного покрова) с атмосферой и океаном, образующих звенья климатической системы в различных временных и пространственных масштабах. Решение проблемы этих взаимодействий должно способствовать дальнейшему развитию теории оледенения, теории климата и эволюции природных систем как отдельных областей и регионов, так и географической оболочки Земли в целом. Оно направлено на углубление познания внутренних процессов развития компонентов гляциосферы, которое может быть достигнуто лишь при достаточно полном понимании их внешних связей. Одним из практических результатов этой работы должны стать совершенствование методов гляциогидрометеорологических и инженерно-гляциологических расчетов и прогнозов, дальнейшее развитие моделей, служащих базой для экспериментов и вероятностного прогнозирования.

Взаимодействия оледенения с климатом давно являются объектом гляциологических исследований, однако до сих пор оценки климатических условий существования ледников, анализ связей их эволюции с климатом и особенно степени обратного влияния природных льдов на климат рассматриваются отдельно и не объединены в целостную систему. Все еще слабо разрабатывается проблема взаимодействия оледенения с океаном, особенно в той ее части, которая касается обратного влияния "морских" ледников и плавучих льдов различного генезиса на физические характеристики водных масс океана. До недавнего времени взаимосвязи оледенения с атмосферой и океаном не рассматривались в рамках единой системы не только на уровне количественных моделей, но и на уровне качественных схем. Не использовались в полной мере и возможности индикации климата по данным изучения существующих и древних нивально-гляциальных образований.

Между тем потребности в системном анализе оледенения, атмосферы и океана неуклонно возрастают. Одна из причин этого – быстрый рост

потока информации, поступающей в результате спутниковых наблюдений, изучения ледяного керна из глубоких скважин на ледниковых щитах и материалов каталогизации ледников, а также из карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. К тому же возможности научной интерпретации расширяются, что связано с появлением ряда отдельных и совместных моделей развития атмосферы и океана.

Проведенная нами работа была начата с составления долгосрочной программы полевых, картографических и теоретических исследований на трех пространственных уровнях — глобальном, региональном и локальном. Лишь часть ее выполнена за период 1981–1985 гг. Удалось, в частности, составить сравнительно полную характеристику условий существования и климатической роли современных ледников (А.Н. Кренке), снежного покрова (В.М. Котляков) и морских льдов (В.Ф. Захаров). В соответствующих главах настоящей книги дан анализ связей размещения нивально-гляциальных систем с циркуляцией атмосферы и полями климатических элементов, оценена роль льда и снега в радиационном и тепловом балансах природных систем, показаны успехи современных методов изучения. Глава 4 посвящена роли взаимодействий оледенения с океаном в формировании ледниковых климатов плейстоцена (М.Г. Гросвальд). В этой главе рассмотрена модель, в которой ледниковые климаты плейстоцена и их изменения представлены как следствия "эффектов Миланковича", усиленных действием положительных связей в системе оледенение–океан–атмосфера. Особо рассматриваются климатические эффекты взаимодействий ледниковых покровов с океаном в зоне материковых окраин (А.Ф. Глазовский) и связи изменений уровня Мирового океана с глобальным климатом (А.Б. Казанский). Главы 7 и 8 посвящены синтезу данных по последнему оледенению горных систем юга Сибири и восточной части СССР. В эти главы впервые включены результаты определения интенсивности атмосферного питания древних ледников и их комплексов (М.Г. Гросвальд, Л.Н. Глебова, В. Н. Орлянкин). В главе 9 представлена модель, позволяющая оценивать состояние климата на локальном, региональном и глобальном уровнях по данным о внешнем массообмене ледников (М.Б. Дюргеров). В главе 10 рассмотрено влияние отдельных ледников разных типов на приледниковый слой воздуха, даны характеристики этого слоя и структуры радиационного и теплового балансов (А.Н. Кренке, А.П. Волошина, П.П. Арапов).

Основные положения и выводы всех указанных разделов неоднократно докладывались на всесоюзных гляциологических симпозиумах, обсуждались на семинарах и других научных заседаниях гляциологов и, таким образом, прошли достаточную предварительную апробацию. В сборе и обработке полевых и литературных данных участвовали многие сотрудники отдела гляциологии, особенно лаборатории гляциологических прогнозов. Всем этим сотрудникам, а также В.С. Поповой, Т.П. Пицхеллаури и Л.Н. Шевелевой, оказавшим большую помощь в технической подготовке рукописи, авторы приносят глубокую благодарность.

Глава 1

СОВРЕМЕННЫЕ ЛЕДНИКИ И КЛИМАТ

Оледенение Земли – продукт и существенное звено глобальной климатической системы. Оно является, по-видимому, наиболее инерционным звеном, что затрудняет анализ его связей с климатом, но создает некоторые перспективы детерминированного климатического прогноза. Значительные изменения оледенения, приводящие к изменению состояния климатической системы в целом, происходят в течение тысяч и даже десятков тысяч лет. Быстрые разрушения ледниковых покровов, способные “переключить” климат, не наблюдались за исторический период. Поэтому изучение ледников и климата последних веков с точки зрения эволюции крупных ледниковых покровов дает статичную картину.

Однако оценка роли оледенения в современной климатической системе даже для интервалов времени, для которых изменением оледенения можно пренебречь, помогает реконструкции взаимосвязей ледников и климата в прошлом и позволяет оценить их роль в будущем, в том числе в случае заметных антропогенных изменений климатической системы. Кроме того, малые ледники, играя ограниченную роль в климатической системе, служат чутким и относительно легко интерпретируемым индикатором направления изменений состояний этой системы, а также климатических условий в слабо изученных высокогорных и полярных районах Земли.

Оценка роли ледников в климатической системе и их индикационных возможностей делалась неоднократно, начиная с прошлого века (Воейков, 1952; Шумский, Кренке, 1965; Кренке, 1971, 1982; Котляков, Кренке, 1982; Hoinkes, 1964, 1968). Поэтому в настоящей главе изложены лишь основные выводы из таких оценок, иллюстрируемые данными главным образом для территории СССР с добавлением некоторых результатов анализа карт, составленных для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СУЩЕСТВОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Первым аспектом проблемы соотношения современных ледников и климата является выделение климатических факторов распространения ледников, их разделение с орографическими факторами и между собой.

Зависимость климатических условий современного оледенения от широты. Главный из климатических факторов существования оледенения – его широтное положение. С уменьшением широты растет поступающая на сушу, в том числе и на поверхность ледников, солнечная радиация. Годовые суммы прихода солнечной радиации составляют на полярных ледниках $2400\text{--}3000\text{ МДж/м}^2$: 2700 МДж/м^2 в 1958 г. на ледниковом куполе Чюрлёниса на Земле Франца-Иосифа (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973), 2950 МДж/м^2 в 1958 г. на станции Литтл-Америка V

в Антарктиде (Hoinkes, 1970), до 6000–8000 МДж/м² в областях питания высокогорных ледников на широте около 40° с.ш. (8100 МДж/м² в 1958 г. на леднике Федченко; Ледник Федченко, 1962). В этом увеличении годовых сумм прихода солнечной радиации играет роль не только высота солнца, но и уменьшение облачности и массы атмосферы за счет увеличения высоты, на которой располагаются ледники. Еще южнее количество солнечного тепла вновь уменьшается в связи с ростом облачности за счет летних муссонов и экваториальных дождливых сезонов.

С уменьшением широты на постоянной высоте возрастают летние температуры воздуха. Горизонтальный градиент составляет около 0,5 °С/100 км в полярных странах и на континентальных равнинах, в тропической зоне он уменьшается или меняет знак на обратный, так что планетарный градиент равен 0,3 °С/100 км. Горизонтальный градиент возрастает в несколько раз на обращенных к полюсам окраинах горных массивов и континентов и снижается до обратного знака на окраинах континентов и горных стран, обращенных в сторону экватора.

На рост температуры ледники реагирует отступанием вверх по склонам гор. Поэтому температура воздуха в ледниковой зоне определяется не столько температурой воздуха на постоянной высоте, сколько уровнем твердых осадков. Там, где осадков больше, ледники могут существовать при более высокой температуре. Количество же осадков в свою очередь зависит от влагосодержания воздуха, высоты уровня конденсации и скорости поднятия воздуха до этого уровня. С уменьшением широты влагосодержание растет вместе с температурой воздуха, одновременно повышается уровень конденсации. Поэтому количество осадков мало зависит от широты, изменяясь в соответствии с направлением вертикальных составляющих колец общей циркуляции атмосферы. В горных районах на наветренной стороне массивов возникает мощная вертикальная орографическая составляющая, влага достигает уровня конденсации даже в зоне субтропических пустынь. В результате годовое количество осадков в ледниковой зоне увеличивается с уменьшением широты, а летняя температура воздуха на сопоставимых гляциологических уровнях соответственно повышается.

Заметим, что в связи с общеклиматическими условиями летняя облачность уменьшается от арктического пояса к субтропическому, количество же летних осадков увеличивается, как и их годовое количество. В Советской Арктике облачность составляет 9/8 баллов¹ на западе (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973) и 7,5/6 баллов над ледниками Северной Земли (Брызгин, Мордвинов, 1978). Летние осадки там составляют около 100 мм, из них в твердом виде около 1/3 выпадает на берегу моря и около 2/3 – на вершинных поверхностях ледниковых куполов. Таяние за счет летних снегопадов снижается на 10%. В субарктическом поясе облачность уменьшается. Так, на западе, на Полярном Урале, на плато ИГАН она составила 8/7,5 балла (Оледенение Урала, 1966), на леднике Козельского в Авачинской группе вулканов – 7/5 баллов (Виноградов, Мартынов, 1980). Количество же летних осадков возрастает в 2,5–3 раза, достигая 290 мм на плато ИГАН, 250 мм в горах Сунтар-Хаята,

¹ В числителе – общая облачность, в знаменателе – нижняя.

260 мм на леднике Козельского. Снижение таяния за счет летних снегопадов, приводящих к росту альбедо, составляет 20% (ледник Корыто на Камчатке) (Маркин, 1976).

В умеренном поясе на ледниках Алтая, по данным станции Нижняя Актру, летняя облачность составляет 6,5/5,5 балла. Количество летних осадков на ледниках колеблется от 500 мм в открытых к северо-западным вторжениям частях (долина Мульты) до 250 мм во внутренних районах (Малая Берель, Актру). Летние снегопады снижают таяние льда на 30% (Тронов, 1962).

На Кавказе количество летних осадков на ледниках составляет около 600 мм на западе и 250–300 мм в центральной части (Кренке, 1982). Значительная их часть выпадает в жидком виде, но выше 3500 м основная их доля приходится на снег, так что на фирновом плато Эльбруса летние снегопады сокращают абляцию до 50% (Лосева, 1964).

В горах субтропического пояса облачность над ледниками еще меньше. В Средней Азии общая облачность над ледниками равна 6 баллам на открытом для северных летних воздушных вторжений Западном Тянь-Шане, 5 баллам в Алайском и Заалайском хребтах, 4 баллам в Центральном Памире (ледники Федченко, Медвежий). Нижняя облачность повсюду приблизительно на один балл меньше общей. Количество летних осадков на ледниках Средней Азии небольшое и уменьшается от 300 мм на севере до 50–80 мм на юге (Кренке, 1982). Величина абляции за счет летних снегопадов сокращается от 40% на севере Средней Азии до 5% в Центральном Памире (Лебедева, 1970). Она вновь увеличивается на самых южных памирских ледниках (Демченко, устное сообщение) и, по-видимому, также в Гиндукуше, Каракоруме и Гималаях.

Минимум осадков и облачности соответствует субтропическому максимуму давления. В муссонной и экваториальной областях летние облачность и осадки и их роль в абляции вновь резко возрастают за счет летних муссонов и дождливых сезонов. В Гималаях количество летних осадков составляет больше половины годовых — более 800 мм (Бакадур и др., 1980).

В южном полушарии трудно проследить аналогичную картину из-за недостатка наблюдений на ледниках и отсутствия непрерывной суши. Температура воздуха к югу понижается, количество осадков и облачность достигают максимума в субантарктическом поясе в районе Патагонского ледникового покрова. Здесь на ледниках массива Фицрой (49°20' ю.ш.) ясные солнечные дни отмечаются только 50 часов в году, что соответствует средней общей облачности, превышающей 9,5 балла. Количество летних жидких осадков составляет более 1000 мм (Liboutry, 1953). На большей высоте они переходят в летние снегопады.

На краю Антарктического ледникового покрова общая облачность уменьшается до 6,5–8,5 балла (в зависимости от циклоничности сектора), количество летних осадков — до 100 мм. Во внутренних районах Антарктиды широтный эффект сливается с эффектом удаления от края ледникового покрова, приводящим к ускоренному снижению температуры и иссушению воздуха. Количество летних осадков на станции Восток вряд ли превышает 10–20 мм, и они выпадают в виде изморози.

Вместе с облачностью меняется тип структуры теплового баланса по-

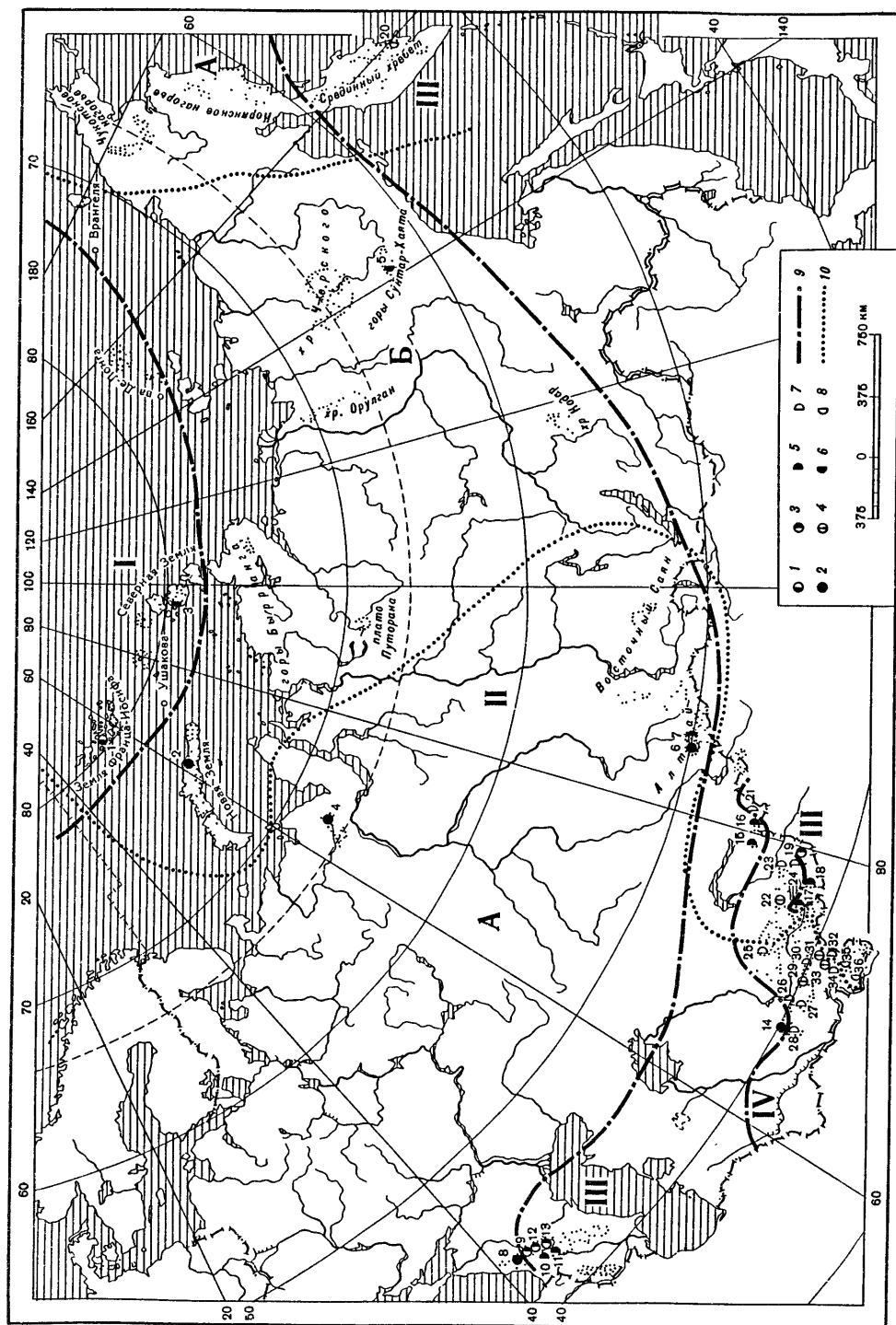
верхности ледников (Аверьянов, 1979; Кренке, 1982) (рис. 1). На крайнем севере и в центре Антарктиды преобладают конденсация в области питания и испарение в области расхода ледников. В субарктической и умеренной зонах на всей поверхности ледников как в зоне аккумуляции, так и в зоне абляции преобладает конденсация, на ледниках Средней Азии на севере в области питания — испарение, а в области абляции — конденсация, еще южнее, в сухом поясе, — повсюду испарение. Роль конденсации должна вновь возрастать в муссонном и экваториальном поясах. Соотношение конденсации и испарения определяет относительную роль турбулентного теплообмена и радиационного баланса в абляции ледников. Там, где преобладает конденсация, вклад радиационного тепла лишь на немного превышает вклад турбулентного обмена, а там, где превалирует испарение, радиация обеспечивает почти все тепло, необходимое для абляции, или даже превышает его. Это ведет к тому, что максимальное таяние ледников часто наблюдается в богатых осадками ледниковых системах умеренного пояса — на Камчатке, в Норвегии.

С изменяющимися по широте климатическими условиями связано изменение типа форм рельефа, к которым приурочено оледенение. Ледники располагаются на равнинах и низкогорьях в полярных областях (высокие хребты здесь нередко "протыкают" оледенение — Трансантарктический хребет), в среднегорье — в субарктике и умеренном поясе, в высокогорье — в субтропическом, тропическом и экваториальном поясах.

Источники питания ледников. Преобладающее направление ветров во время выпадения осадков определяет происхождение влаги, питающей ледники и, следовательно, источники их питания. Направление переноса влаги во время осадконакопления на ледниках может быть определено на основе круглогодичных наблюдений на ледниках. Так, нашими двухлетними наблюдениями на вершинной поверхности ледникового купола Чюрлёниса (Земля Франца-Иосифа) установлено резкое преобладание юго-восточных ветров в дни с выпадением осадков, что расходилось с данными близлежащей метеорологической станции Бухта Тихая, где поле ветра возмущено местным рельефом. Эта асимметрия в питании ледников привела к подобной же асимметрии в распределении ледников разного морфологического типа. Выводные ледники оказались большими на наветренных к осадконесущим ветрам сторонах островов архипелага, а присклоновые, сложенные переметанным метелевым снегом, сосредоточились на подветренных сторонах, где сохранились участки свободной от льда суши и возможно их образование.

Однако такие наблюдения с ежедневной регистрацией осадков на ледниках редки. В этом случае направление переноса влаги может быть прямо восстановлено по распределению площади ледников по экспозиции, с учетом преобладания северо-восточной экспозиции за счет наименьшего таяния в этом направлении. При этом большая часть горных ледников и снежников располагается на подветренных склонах, а преобладающая часть островных ледников — на наветренных. Такой способ применим к оценке направления переноса влаги в ледниковых системах в целом.

Другой способ, позволяющий, в частности, выявить мезомасштабные особенности влагопереноса, состоит в допущении совпадения направления влагопереноса с направлением градиента аккумуляции на высоте



границы питания ледников в пределах ледниковых систем (Кренке, 1982) или на поверхности ледниковых покровов. При этом предполагается, что аккумуляция наибольшая на первых встречных потоком влаги горных хребтах.

Комбинация трех изложенных методов позволила установить границу, разделяющую преобладающие источники питания для всех ледниковых систем земного шара. В качестве примера проведения такой границы в сопоставлении с прежними представлениями можно привести определение границы районов преобладания атлантического и тихоокеанского питания на Северо-Востоке СССР (Кренке, 1982). Следует заметить, что в летний период почти над всем Северо-Востоком СССР, судя по аэрологическим данным (Кузнецова, 1978), преобладает направленная с запада на восток составляющая переноса влаги. В зимний же период направление результирующих потоков влаги соответствует направлению градиентов в полях аккумуляции. Это свидетельствует, во-первых, о более существенной, чем считалось ранее, роли зимнего питания в режиме ледников Северо-Востока и, во-вторых, о большей интенсивности выпадения осадков при восточных ветрах, чем при западных, за счет их большего влагосодержания вблизи океана. Западные ветры по сравнению с восточными проносят большую часть влаги без ее выпадения.

Результат разделения ледниковых систем по источникам питающей их влаги представлен на рис. 2, из которого видно, что в связи с западным направлением влагопереноса большая часть Евразии получает атлантическое питание. Область питания влагой индийского происхождения также смещена на восток, где эта влага попадает за Гималаи, в то время как даже юго-западные склоны Каракорума питаются атлантической вла-

Рис. 1. Типы структуры теплового баланса поверхности ледников в ледниковых системах и в группах ледников СССР

I — ледниковые системы с конденсацией в областях питания и испарением в областях расхода; *II* — то же, с конденсацией в областях питания и расхода; *III* — то же, с испарением в областях питания и конденсацией в областях расхода; *IV* — то же, с испарением в областях питания и расхода; *A* — ледниковые системы с морским типом набора зон льдообразования; *Б* — то же, с континентальным типом; *1* — ледники с конденсацией в области питания и испарением в области абляции; *2* — ледники с конденсацией в областях питания и абляции; *3* — ледники с испарением в области питания и конденсацией в области абляции; *4* — ледники с испарением в областях питания и абляции; *5* — ледники, для которых известна только конденсация в области питания; *6* — ледники, для которых известна только конденсация в области абляции; *7* — ледники, для которых известно только испарение в области питания; *8* — ледники, где известно только испарение в области абляции; *9* — границы между ледниковыми системами с разными типами структуры теплового баланса; *10* — границы между ледниковыми системами с разными типами наборов льдообразования. Цифры на карте у условных значков — названия ледников или их групп: *1* — ледники о-ва Гукера; *2* — система ледника Шокальского; *3* — ледниковый купол Вавилова; *4* — ледники МГУ и ИГАН; *5* — ледник № 31; *6* — ледник Томич; *7* — ледники Актру; *8* — ледники Марухский, Алибек и Птыш; *9* — ледниковый покров Эльбруса; *10* — ледники Твибери; *11* — ледники Адиши и Халде; *12* — ледники Безенги и Кельбаши; *13* — ледники Казбека-Гергетти, Майли, Колка; *14* — ледник ИМАТ (Фанские горы); *15* — ледник Абая; *16* — ледник Герасимова; *17* — ледник Ортотер; *18* — ледник Карабаткак; *19* — ледник Семенова; *20* — ледник Козельского; *21* — ледник Красовского; *22* — ледник Туюксу; *23* — ледник Корженевского; *24* — ледник Тургень Аксу; *25* — ледник Баркак; *26* — Зеравшанский ледник; *27* — ледник Парак; *28* — ледник Северцова; *29* — ледник Бакалак; *30* — ледник Дугова; *31* — ледник Абрамова; *32* — ледник Ленина; *33* — ледник Федченко; *34* — ледник Медвежий; *35* — ледник Бакчагир; *36* — ледник Киштиджуроб

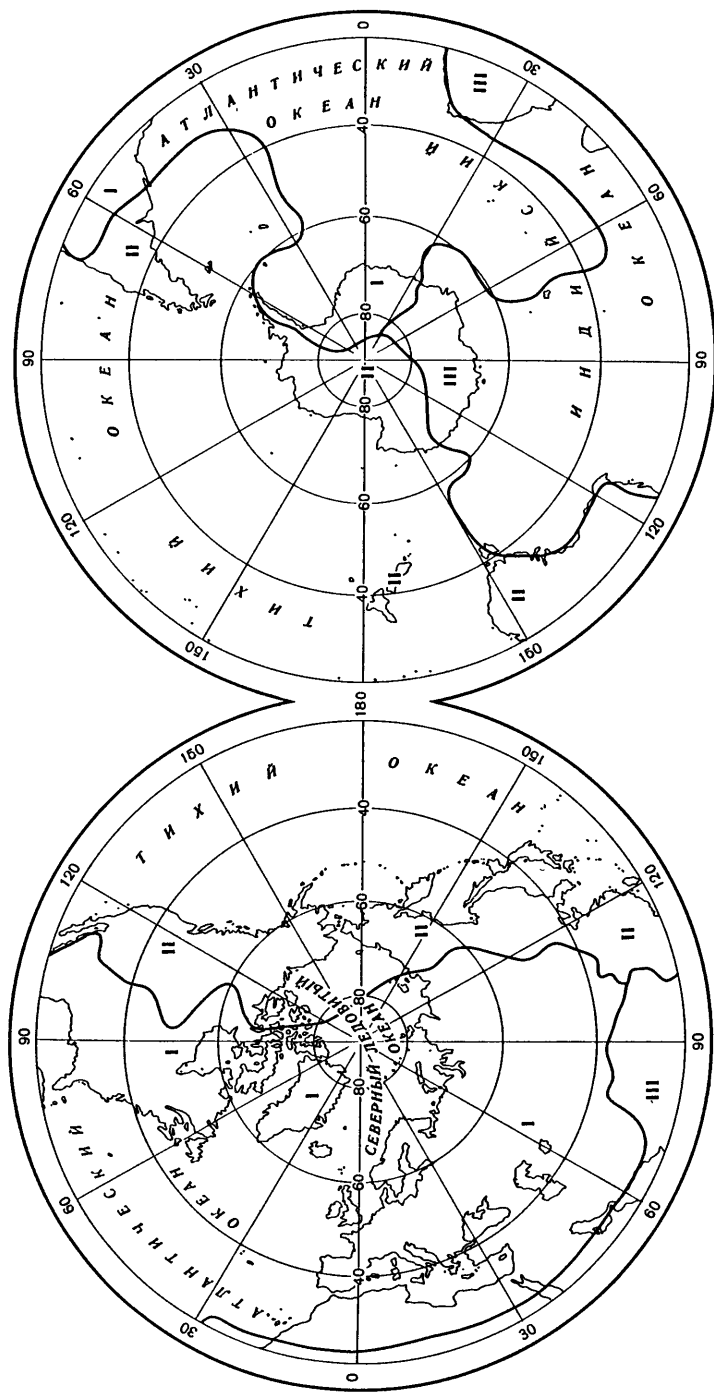


Рис. 2. Распределение поверхности Земли по океаническим источникам питания осадками
 I — области преимущественно атлантического питания; II — то же, тихоокеанского; III — то же, индоокеанского

гой. В Америке непрерывная цепь Кордильер препятствует проникновению тихоокеанской влаги на восток. Поэтому там площадь областей с преобладанием тихоокеанского и атлантического источников питания ледников приблизительно одинакова. Сравнительно асимметричная форма Антарктического ледникового покрова предопределяет примерно равный вклад Индийского, Тихого и Атлантического океанов в его питание. В целом по СССР площадь ледниковых систем атлантического питания составляет 77 030 км², тихоокеанского — 1460 км².

С положением относительно источников питания связаны некоторые особенности в морфологии ледниковых систем и отдельных ледниковых покровов. В качестве примера можно привести смещение ледораздела Гренландского ледникового покрова к востоку в центральной его части и к западу — в южной. Ледораздел отступает в сторону, противоположную источнику влагонесущих ветров. Питаемые ими выводные ледники интенсивно выносят лед и снижают поверхность покрова. Во всех ледниковых районах Арктики ледники сдвинуты относительно суши в направлении источников питания, ледниковые купола круче, а выводные ледники крупнее и положе, граница питания располагается ниже. В горных системах в долинах, обращенных навстречу влагонесущим ветрам (на Памире на запад и юго-запад), граница питания смещается к периферии; в их истоках или сразу за перевалами располагаются крупнейшие ледники. В долинах же, обращенных в подветренную сторону, такие закономерности не наблюдаются.

Степень континентальности ледниковых климатов. Степень "океаничности" или "континентальности" ледниковых климатов не всегда совпадает со степенью океаничности или континентальности регионов, в пределах которых расположена ледниковая система. Гребни гор, несущих ледники, часто перехватывают осадки там, где они не выпадают на более низкие поверхности. В качестве примера можно привести выпадение большого количества осадков на ледниках Западного Алтая.

Рассмотрим для примера разделение ледниковых климатов на "морские" и "континентальные" для территории СССР. В качестве дополнительных к величине осадков критериев используем структуру теплового баланса и наборы зон льдообразования, т.е. типов преобразования снега в лед. Тип льдообразования зависит прежде всего от отношения твердых осадков (точнее, аккумуляции) к таянию и от запаса зимнего холода. Континентальным климатам соответствуют небольшое количество осадков и низкие зимние температуры, т.е. большой запас холода. Поэтому под континентальными наборами зон льдообразования мы понимаем такие наборы зон на ледниках, когда запаса холода достаточно для сохранения в них в течение всего года отрицательных температур. Перечень возможных наборов континентальных зон следующий: 1) холодный снежный — снежная, снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная зоны и зона ледяного питания; 2) холодный снежно-ледяной — снежно-ледяная, холодная фирновая, фирново-ледяная зона и зона ледяного питания; 3) холодный фирновый — холодная фирновая, фирново-ледяная зоны и зона ледяного питания; 4) холодный фирново-ледяной — фирново-ледяная зона и зона ледяного питания; 5) холодный ледяной — только зона ледяного питания.

Под "морскими" наборами зон льдообразования мы понимаем такие, когда за зиму ледники теряют меньше тепла, чем получают летом за счет выделения тепла при замерзании талой воды. В результате весь год они остаются при температуре плавления льда. Такими наборами являются четыре из первых перечисленных "холодных" наборов в теплом варианте, когда вместо зоны ледяного питания возникает тепловая фирновая зона. На рис. 1 показана граница, разделяющая системы с холодными ("континентальными") и теплыми ("морскими") наборами зон льдообразования. "Морские" зоны образуют две независимые области, связанные с питанием атлантической и тихоокеанской влагой. Тихоокеанская морская область ограничивается приморской полосой, атлантическая же простирается далеко в глубь континента вплоть до Саян и хр. Кодар. Внутренние части Средней Азии благодаря защищенности горными хребтами сохраняют континентальный характер. Незначительность годового количества осадков объясняет континентальный характер наборов зон льдообразования в Арктике, несмотря на морские черты фонового климата.

Морской набор зон льдообразования встречается лишь на Шпицбергене. Островком континентальных условий на западе является оледенение Эльбруса с его ледяной зоной питания у вершин и на северном склоне. Причина этого — малое количество осадков в "тени" Главного Кавказского хребта и ветровой снос. Другим дополнительным аргументом районирования по степени континентальности является структура теплового баланса. К ледникам "морского" типа следует отнести ледники, на которых конденсация преобладает над испарением, к континентальным — с преобладанием испарения. По этому признаку и из-за относительно высокой для Арктики скорости массообмена оледенение Новой Земли отнесено к области морского ледникового климата, несмотря на континентальный набор зон льдообразования.

В арктическом поясе СССР, судя по наборам зон льдообразования и типам структуры теплового баланса, к "морскому" типу ледникового климата можно отнести наветренные части систем с твердыми осадками более 50 г/см², в субарктическом поясе — более 125, в умеренном и субтропическом — свыше 175 г/см².

В нашей стране площадь ледниковых систем с морскими ледниковыми климатами составляет 27 130 км², с континентальными — 51 360 км². Следовательно, как и указывал Г.А. Авсюк (1953), в целом оледенение на территории Советского Союза континентальное.

Особенности климата, обусловленные мезорельефом. Четвертым климатическим фактором, обуславливающим существование оледенения, являются условия концентрации снега на ледниках. Коэффициент концентрации зависит от морфологии ледников и вмещающих их форм рельефа: с выпуклых ледников снег сдувается, на ледники в вогнутых формах рельефа его надувается тем больше, чем глубже врезан ледник в склон и чем больше отношение площади склонов и ледников. Понятие коэффициента концентрации и его первые оценки введены в литературу В.Г. Ходаковым (Ходаков, Моисеева, 1972). Нами на основании полевых измерений и вариаций высоты границы питания в зависимости от морфологического типа ледников коэффициент концентрации на простых долинных ледниках принят равным 1,4, на каровых — 1,5–1,6, на висячих —

1,2–1,3, на крупных долинных ледниках – 1,2, на ледниках плоских вершин – 0,9–1,0, на ледниковых куполах – 0,7–1,0.

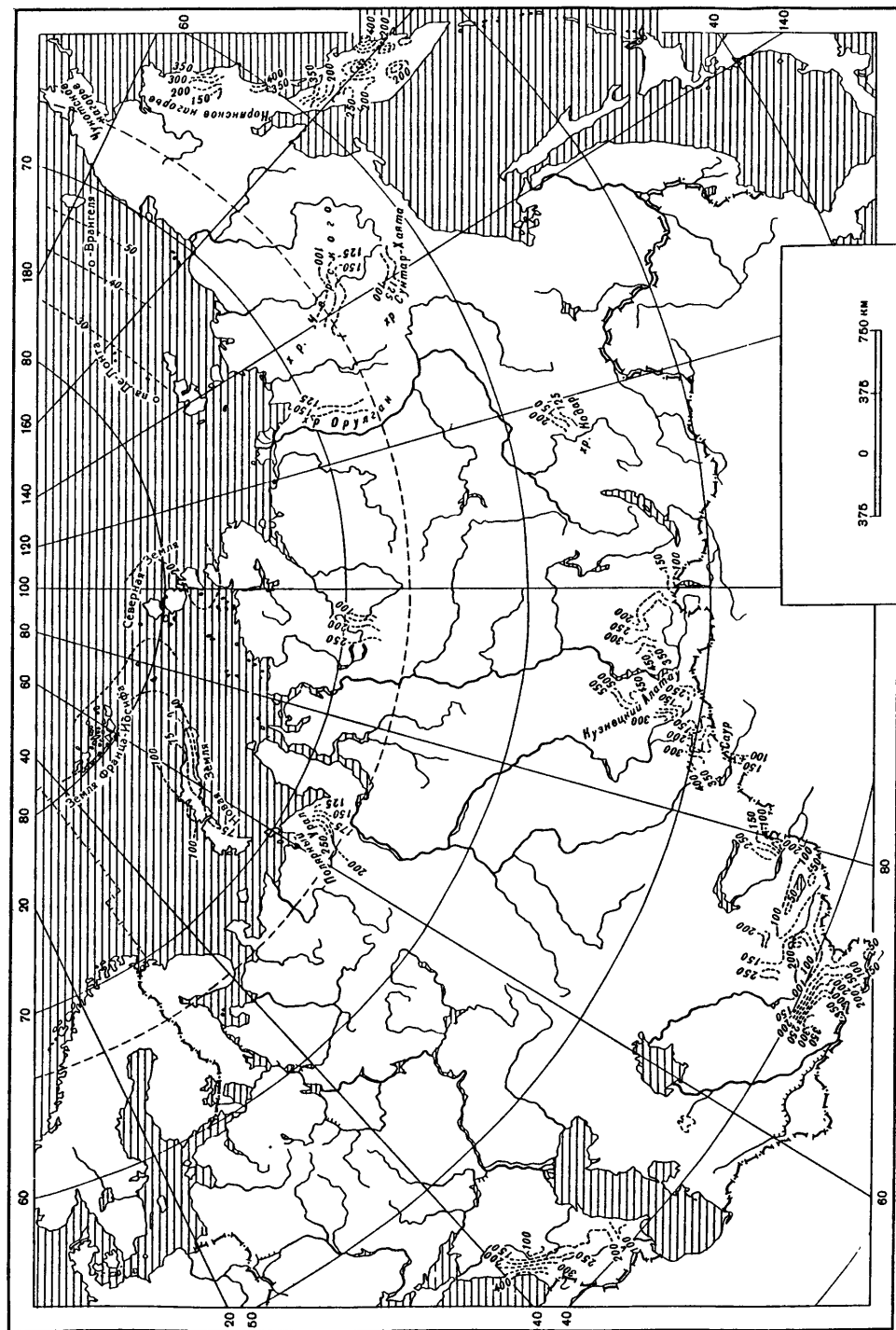
Ледниковые системы могут классифицироваться по преобладающим морфологическим типам ледников. Соответственно с этим оценивается концентрация снега на них, а вместе с ней и скорость массообмена и другие характеристики режима ледников. Концентрация значительно выше в системах карового и карово-долинного типов и меньше в долинных и более сложных системах. Это различие определяет разделение Алтае-Саянской области на две подобласти: "долинную" – центральную и "каровую" – восточную, а Кавказской области – на западную – "карово-долинную" и центральную – "долинно-вулканическую" подобласти.

В результате "матричного" наложения описанных границ нами получена сетка районов по условиям массообмена ледников для территории СССР (Кренке, 1982), и в ближайшее время по материалам Атласа снежно-ледовых ресурсов мира она будет получена для всего земного шара.

Условия питания и абляции ледниковых систем. Сочетание перечисленных выше четырех основных климатических факторов существования ледников определяет интенсивность и режим их массообмена с атмосферой и гидросферой. В настоящее время осуществима оценка интенсивности этого массообмена для всех ледниковых систем Земли. Для этого использован метод его расчета по данным о высоте границы питания и о температуре воздуха на сети метеорологических станций. Средние летние температуры воздуха экстраполировались до высоты границы питания (или просто средней высоты ледников), по связи с ними рассчитывалась абляция. На границе питания аккумуляция равняется абляции. Более того, аккумуляция и абляция на высоте границы питания в среднем многолетнем оказались равны средним по площади ледников величинам. По определенным значениям питания ледников и стока с них на границе питания построены карты изолиний питания и абляции ледников на высоте границы питания. Выше этой границы питание растет и абляция убывает, ниже, наоборот, экспоненциально нарастает абляция, а питание уменьшается. Суммарные же величины прихода и расхода массы в ледниковых системах равны их площади между изолиниями, умноженными на значения интенсивности, средние между соседними изолиниями.

Проанализируем полученные закономерности на примере территории Советского Союза. Вначале рассмотрим условия на высоте границы питания (рис. 3).

Во всех районах аккумуляция, даже с учетом поправки на коэффициент концентрации, превышает фоновые осадки для своих регионов. Ледники, как правило, являются индикаторами зоны максимальных осадков; это положение может нарушаться лишь в районах высочайших хребтов (Залайский хребет) и в высоких широтах Арктики, где ледники развиваются при малых осадках за счет низких температур. В тропическом поясе, где особенно велика роль конвективных осадков, не связанных с орографией, осадки на равнинах могут превышать горные, да и ледники за счет высоких температур воздуха отстают выше уровня конденсации. Но в субарктическом, умеренном и субтропическом поясах ледники приурочены к зонам максимумов осадков.



Влияние орографии на осадки, а тем более на аккумуляцию так велики, что различия внутри ледниковых систем (между наветренными и подветренными макросклонами) превышают различия между этими системами. Величина различий между наветренными и подветренными перифериями ледниковых систем растет вместе с высотой подстилающих горных массивов, отражающей их компактность. Эта разница составляет лишь 50 г/см^2 в горах с максимальной высотой около 1 км и достигает 350 г/см^2 в горах с вершинами до 7 км. Градиенты аккумуляции колеблются от 2,5 мм/км на Новой Земле до 30 мм/км в Срединном хребте и Гиссаро-Алае. Горизонтальные градиенты возрастают с увеличением протяженности горных систем по отношению к их поперечному размеру. На Срединном хребте Камчатки, Большом Кавказе, Гиссаро-Алае они выше, чем на Памире, и совсем малы на одиноких вулканических конусах.

Следующей по значению закономерностью является наличие гребней в поле аккумуляции, соответствующих климатическим фронтам, — арктическому между Землей Франца-Иосифа и Новой Землей и северной ветви полярного — по западной и северной периферии гор Средней Азии до Алтая. Основной линии и южной ветви этого фронта соответствуют южные и юго-западные потоки влаги на Кавказе, в Гиссаро-Алае и на юге Памира.

Величины аккумуляции на соответствующих макросклонах убывают по потокам влаги от источников питания. В атлантических потоках аккумуляция на наветренных склонах ледниковых систем убывает в арктической зоне (от Новой Земли к Северной Земле) от 100 до 25 г/см^2 (градиент 0,6 мм/км), в субарктической зоне (от Полярного Урала к Орулгану) от 250 до 150 г/см^2 (градиент 0,4 мм/км), на севере умеренной зоны (от Алтая к Кодару) от 400 до 200 г/см^2 (градиент 0,9 мм/км), а на юге (от Западного Кавказа до западной части Джунгарского Алатау) от 400 до 250 г/см^2 (градиент около 0,6 мм/км). Градиенты на один или два порядка меньше, чем внутри ледниковых систем. В тихоокеанском влагопотоке на наветренных сторонах ледниковых систем аккумуляция от Корякского нагорья к хр. Черского снижается от 350 до 150 г/см^2 . Градиент составляет 1,5 мм/км, т.е. в 2 раза больше, чем в атлантическом потоке влаги. Последнее обусловлено гористым характером местности на Дальнем Востоке. Так же быстро иссушается атлантический влагопоток между Саянами и Кодаром.

Мезомасштабные контрасты аккумуляции и осадков вызываются поперечными к потокам влаги хребтами, создающими внутренние границы в пределах ледниковых районов. Такие разрывы в полях аккумуляции создают, например, Главный Кавказский хребет между верховьями Кубани и Ардона (разрыв около 100 г/см^2), Гиссарский хребет (80 г/см^2), Заалайский хребет ($60\text{--}80 \text{ г/см}^2$), Кызкурганский хребет в Центральном Памире (50 г/см^2).

Другим мезомасштабным свойством полей аккумуляции в горных ледниковых системах является их струйная структура. Гребни повышенной аккумуляции ("струи") приурочены к открытым для влажных по-

Рис. 3. Поля аккумуляции (г/см^2) на высоте границы питания ледников в ледниковых системах

Даны изолинии равной аккумуляции на высоте границы питания ледников

токов горным долинам. Примерами являются бартангская и ванчская струи на Памире, продолжающие воздушные потоки вдоль долин рек Шивы и Пянджа из Афганистана. Ванчская струя питает крупнейшие ледники Памира — РГО, Медвежий и Абдукагор в верховьях долины Ванча и Федченко непосредственно за перевалом в этих верховьях. Интенсивность влажных струй в обращенных к влаготочкам долинах определяется открытостью входов в долины и прямизной самих долин. Так, струи влаги отсутствуют в верховьях долин Бзыби и Чхалты на Кавказе, не имеющих открытого выхода, а струя из низовьев Ингури не сворачивает на восток вместе с долиной этой реки, а продолжается вдоль ее притока Ненскры, оставляя относительно сухой Верхнюю Сванетию.

Влажные струи проникают не только вдоль долин, но и через широкие перевалы. К районам, находящимся непосредственно за такими перевалами, приурочены максимумы аккумуляции. Таковы на Кавказе истоки р. Уруштен (за перевалом Псеашхо), р. Малая Лаба (за перевалом Ашнха), р. Большая Лаба (за перевалом Санчаро). На гористых побережьях роль направляющих потоков влаги могут играть морские заливы и проливы — Крестовая губа и Маточкин Шар на Новой Земле, бухта Анастасьи на побережье Корякского нагорья.

Уже при подходе к крупным горным системам воздушные влагонесущие потоки разделяются на струи увалами предгорий. Такова роль хр. Каратау и Чу-Илийских гор, примыкающих под косым углом к северному передовому склону Тянь-Шаня. Максимумы степени оледенения и аккумуляции располагаются в стороне от этих отрогов. В местах же примыкания отрогов оба показателя оледенения уменьшаются. По-видимому, сходное явление наблюдается на Камчатке при подходе влаги с Тихого океана. Роль разделителя потоков воздуха играют Командорские острова. Их положением можно объяснить изменение степени и высоты оледенения вдоль Срединного хребта. Возмущение потока воздуха малым островом, включая, по крайней мере, среднюю тропосферу, видно по рисунку облачности на космическом снимке района о-ва Буве, "след" от которого в высоких облаках тянется на снимке на сотни километров.

Диапазон изменений аккумуляции на высоте границы питания на территории СССР составляет от 20 г/см² на Северной Земле до 400 г/см² и более на Кроноцком полуострове, на крайнем западе Алтая и южных склонах Западного Кавказа. Если учесть повышение интенсивности питания в областях питания и постоянный сдув снега с ледяных бугров, можно считать, что величины аккумуляции меняются в диапазоне от 0 до 500 г/см². Этот диапазон охватывает почти все условия аккумуляции на Земле. Судя по расчетам для Атласа снежно-ледовых ресурсов, максимальная на Земле аккумуляция на ледниках тихоокеанского побережья юга Чили достигает 600 г/см².

Величины абляции зависят от летних климатических условий на высотах, на которых начинаются и до которых опускаются ледники. Если условия в верхних участках ледников целиком определяются широтным положением и высотой гор, то пределы, до которых доходят ледники, зависят также от их размеров, форм рельефа (крутизны долин) и в очень большой степени от величины аккумуляции: чем она больше, тем дальше проникают ледники и тем интенсивнее процессы абляции их языков.

Для территории СССР нами сопоставлены величины средних летних температур воздуха и рассчитанное по ним таяние для сопоставимых гляциологических уровней (рис. 4). В качестве сопоставимых уровней выбрано пять: 1) наивысшая отметка ледников в ледниковой системе; 2) средняя взвешенная высота области аккумуляции в ледниковой системе; 3) средняя взвешенная высота границы питания в ледниковой системе; 4) средняя взвешенная высота областей абляции в ледниковой системе; 5) самое низкое положение конца ледника в ледниковой системе. Летние температуры вычислены с учетом их вертикального градиента и выхолаживающего влияния ледников, возрастающего с их размером.

Температура воздуха над наивысшими точками меняется на 25°C : от 4° на Западном Алтае и Кроноцком полуострове и даже 6° в "снежниковых" ледниках Кузнецкого Алатау до -19° в Центральном Тянь-Шане (пик Победы, Хан-Тенгри), более холодном, чем Памир, в связи с более северным положением. В высокогорьях Средней Азии холоднее, чем в Арктике, а во влажных наветренных районах Алтая и Камчатки ледники возникают в более теплых условиях, чем в горах юга Памира и Кавказа.

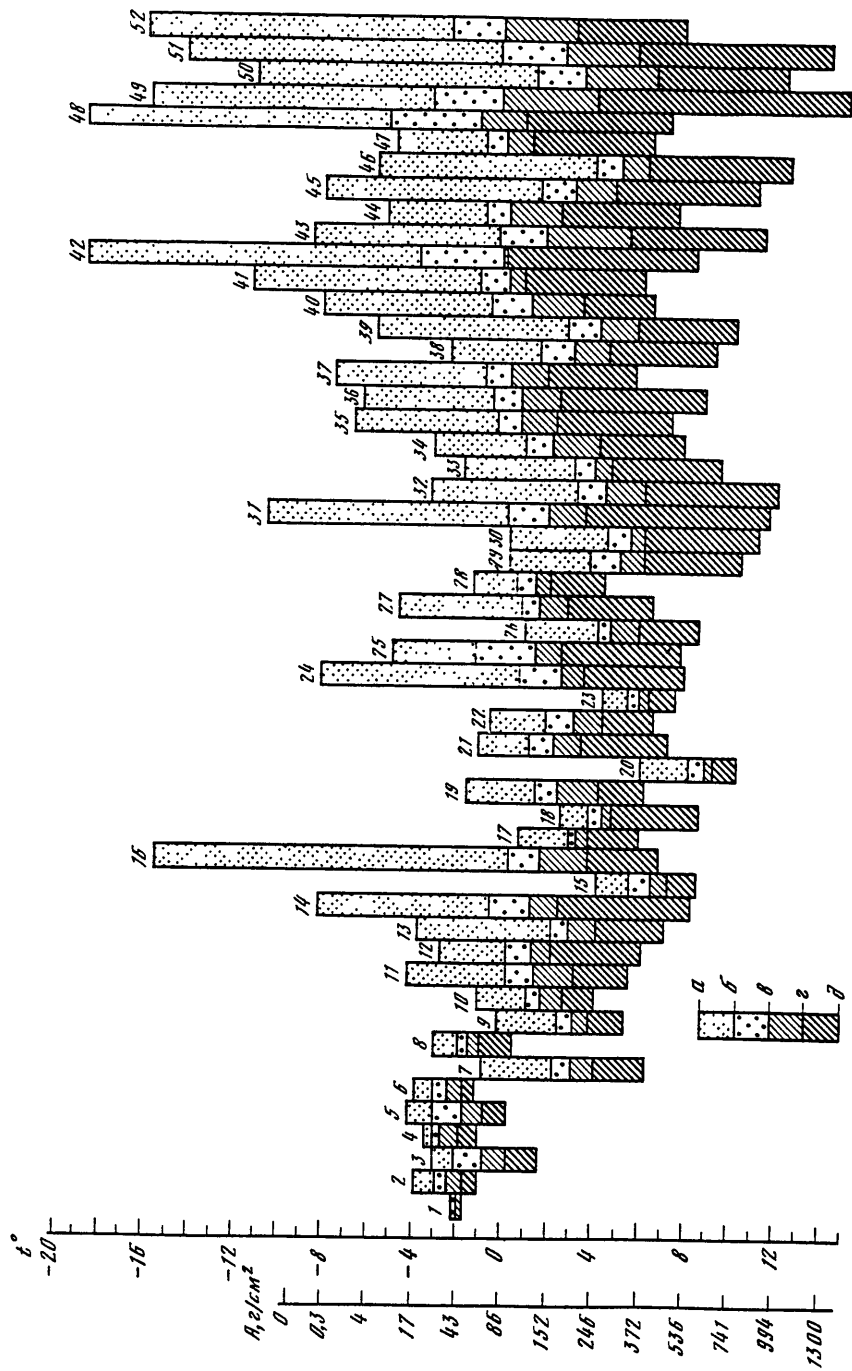
Летняя температура воздуха в середине области аккумуляции изменяется на 11°C : от $-5,5^{\circ}$ на северном склоне Заалайского хребта до $5,5^{\circ}$ в наиболее увлажненных районах Западного Алтая и Кроноцкого полуострова. Уже здесь определяющим является уровень увлажнения. Там, где осадков больше, ледники возникают при более высоких температурах. Кроме того, температура выше в среднегорье, где области аккумуляции не поднимаются высоко от границы питания.

На высоте границы питания температура воздуха целиком определяется величиной увлажнения, изменяясь на $9,5^{\circ}\text{C}$: от -3° на о-ве Ушакова до $6,5^{\circ}$ на Кроноцком полуострове.

На средней высоте области абляции в пределах СССР средняя летняя температура воздуха изменяется на 10°C : от -2° на отдельных арктических островах до 8° на Западном Памире. Температура воздуха повышается с увеличением аккумуляции и размеров ледников, зависящими от высоты гор.

Летняя температура воздуха у самых низких концов ледников меняется на 16°C : от $-1,5^{\circ}$ на о-ве Виктория до $14,5^{\circ}$ на западе Памира. Она растет, во-первых, с увеличением высоты местности (размеров ледников); во-вторых, по мере смещения на юг; в-третьих, с увеличением осадков в бассейнах ледников.

Температура воздуха лишь в крайних (наивысших и наинизших) точках оледенения обусловлена рельефом. Поэтому и различия их между системами столь значительны — около 20°C . На остальных же уровнях эти различия определяются только твердыми осадками: высота ледников приспособляется здесь к их количеству. Поэтому и диапазон различий между системами на этих уровнях вдвое меньше — около 10°C . Из них 9° (диапазон температур на высоте границы питания) отражают различия в аккумуляции. "Вклад" рельефа в эти различия равен лишь 10–20%, а его вклад в положение концов ледников — около 50%, о чем можно судить по соотношению диапазонов температурных различий между ледниковыми системами. Роль рельефа в изменениях температуры лета на высоте начала ледников, судя по тому же соотношению (25 и 9°C), достигает 70%.



Суммарный диапазон температур лета над ледниками СССР составляет более 30°C : от -19 до 14° , при этом оба экстремума приходятся на горы Средней Азии. На земном шаре наибольшее таяние отмечено, по-видимому, у концов скандинавских ледников — около 18 м за сезон, что соответствует летней температуре $16,5^{\circ}\text{C}$. Наинизшие летние температуры приходятся на центральную часть Антарктиды, где они составляют около -40° , причем не менее 10° обусловлено выхолаживающей ролью самих ледников. Диапазон летних температур воздуха над ледниками Земли превышает, следовательно, 55° , из которых около 10° объясняются выхолаживающим влиянием самих ледников, 10° — различиями в величинах осадков, около 25° — различиями в широтном положении и около 10° — различиями в высоте гор, определяющими размеры и продвижение вниз ледников. Все эти факторы мало скоррелированы.

Величины абляции (A), показанные на рис. 4, рассчитаны по летним температурам ($\bar{t}_\text{л}$) воздуха по формуле $A^* = (9,5 + \bar{t}_\text{л})^3$. Максимальное таяние (до 1400 г/см² на западе Памира) могло бы быть достигнуто в случае расчистки ледников от морены. Фактическое же таяние под мореной приблизительно вдвое меньше. Поэтому наибольших величин абляция достигает на нижней границе чистого льда. В пределах СССР она максимум достигает $850\text{--}950$ г/см². Как уже отмечалось, максимальное на Земле таяние происходит на чистых от морены ледниках южной Норвегии в теплом и влажном климате.



Рис. 4. Средняя летняя температура воздуха (июнь–август) на характерных уровнях в ледниковых системах

Ледниковые системы и их части: 1 — о-в Виктория; 2 — Земля Франца-Иосифа; 3 — Новая Земля; 4 — о-в Ушакова; 5 — Северная Земля; 6 — о-ва Де-Лонга; 7 — Полярный Урал; 8 — горы Бырранга; 9 — горы Путорана; 10 — хр. Орулган; 11 — хр. Черского; 12 — хр. Сунтар-Хаята; 13 — Срединный хребет Камчатки (север); 14 — Срединный хребет Камчатки (юг); 15 — Кроношский полуостров; 16 — Юго-Западная Камчатка; 17 — хр. Кодар; 18 — Восточные Саяны (запад); 19 — Восточные Саяны (восток); 20 — хр. Кузнецкий Алатау; 21 — Восточный Алтай (север); 22 — Восточный Алтай (юг); 23 — Центральный Алтай (запад); 24 — Центральный Алтай (центр); 25 — Центральный Алтай (восток); 26 — Южный Алтай (запад); 27 — Южный Алтай (восток); 28 — Саур; 29 — Западный Кавказ (северный склон); 30 — Западный Кавказ (южный склон); 31 — Центральный Кавказ (северный склон); 32 — Центральный Кавказ (южный склон); 33 — Восточный Кавказ; 34 — Джунгарский Алатау (запад); 35 — Джунгарский Алатау (восток); 36 — Северный Тянь-Шань (запад); 37 — Северный Тянь-Шань (восток); 38 — Западный Тянь-Шань; 39 — Ферганский хребет; 40 — хр. Терскей Алатау; 41 — хр. Кокшаал; 42 — Тянь-Шань, ледники бассейна р. Сары-Джаз; 43 — Гиссаро-Алай (западная часть северного склона); 44 — Гиссаро-Алай (восточная часть северного склона); 45 — Гиссаро-Алай, бассейн р. Зеравшан; 46 — Гиссаро-Алай (западная часть южного склона); 47 — Гиссаро-Алай (восточная часть южного склона); 48 — Залайский хребет; 49 — Памир, бассейн р. Муксу; 50 — Памир, бассейн р. Обихингоу; 51 — Памир, бассейн рек Ванч, Язгулем, Бартанг; 52 — юго-запад Восточного Памира. Гляциологические уровни: а — наивысшие точки на ледниках; б — средняя высота области аккумуляции; в — то же, границы питания; г — то же, области абляции; д — наинизшие точки на ледниках

РОЛЬ СОВРЕМЕННЫХ ЛЕДНИКОВ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Место ледников в климатической системе определяется в стационарных условиях отражением тепла в космос, изъятием тепла и массы из атмосферы, передачей массы и "запасов холода" в гидросферу (реки и океан), а в нестационарных условиях также накоплением или расходом многолетних изменений массы и энергии, чем достигается сглаживание или усиление колебаний климатической системы (рис. 5). Особенно резкие усиления могут быть вызваны неустойчивыми процессами в ледниках — всплыванием морских ледниковых покровов, сёрджами и другими. Мы рассмотрим только стационарное приближение.

Изменение альbedo. Главным механизмом охлаждающего влияния оледенения на климат является повышенное альbedo. Разница в альbedo между ледниками и внеледниковыми территориями очень большая в теплую половину года, когда вне ледников отсутствует снежный покров. Именно в это время, в особенности в полярных районах, поступает основная часть солнечной радиации. По данным полевых наблюдений (Русин, 1961; Оледенение Заильского Алатау, 1969; Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973), летнее альbedo континентальных ледниковых покровов может быть принято равным 0,85, областей питания островных покровов — 0,80, фирновых бассейнов горных ледников — 0,70, ледниковых языков и областей абляции полярных ледниковых покровов — 0,50. Для безледных условий альbedo в летние месяцы для суши можно принять равным 0,20, для моря — 0,10, а в среднем — 0,15.

Изменение альbedo системы Земля—атмосфера зависит от прозрачности атмосферы и степени облачности. Облака и снег имеют близкие альbedo. Поэтому при большой облачности, характерной, например, для островных полярных ледниковых покровов, влияние оледенения на альbedo системы Земля—атмосфера невелико. Альbedo меняется лишь для радиации с ясного неба. Радиация, прошедшая через облачность и отраженная затем ледниками, возвращается к ним вновь за счет вторичного отражения от облаков. Характеристики радиационного климата для различных типов оледенения приведены в табл. 1.

Таблица 1
Радиационные характеристики атмосферы
над различными типами оледенения

Тип оледенения	Коэффициент прозрачности при массе 2	Доля радиации с ясного неба	Альbedo облаков	Поглощение в облаках
Континентальные покровы	0.90	0.85	0.50	0.04
Островные покровы	0.80	0.35	0.60	0.07
Фирновые бассейны	0.90	0.85	0.50	0.04
Ледниковые языки	0.80	0.60	0.60	0.07

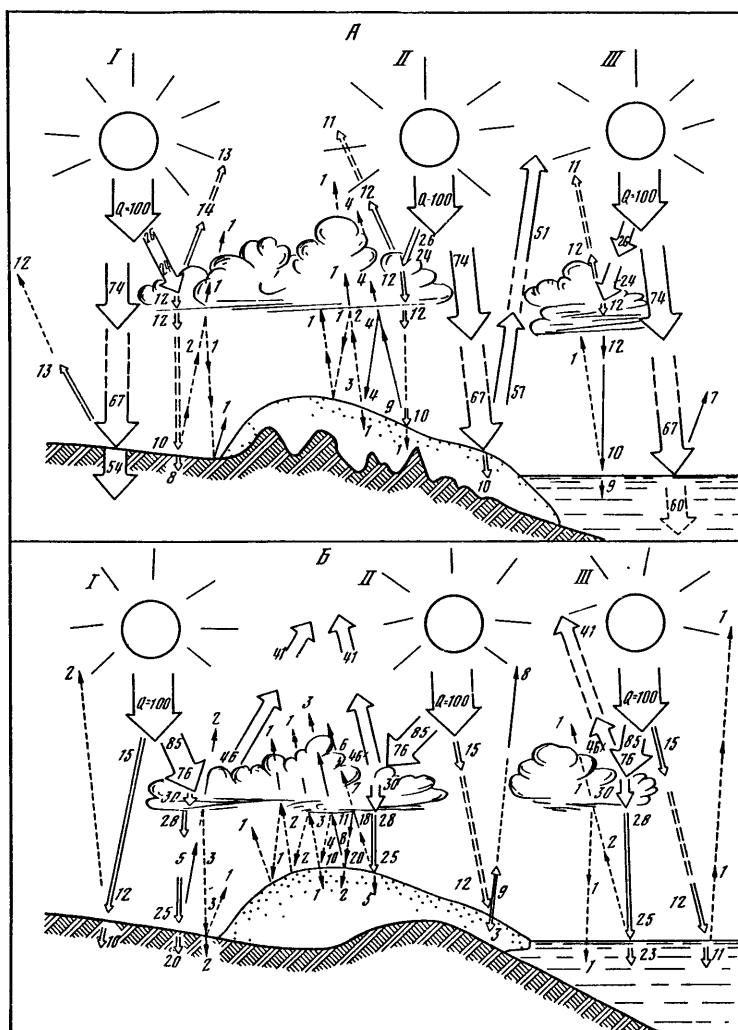


Рис. 5. Перераспределение и отражение в космос коротковолнового солнечного тепла ледниковыми покровами, %

А — континентальные ледниковые покровы; Б — малые субарктические ледниковые покровы; I — коротковолновый радиационный баланс над сушей; II — то же, над ледниковым покровом; III — то же, над морем. За 100% принята суммарная радиация (Q) на верхней границе атмосферы

Доля радиации с ясного неба и коэффициент прозрачности определены по данным наблюдений в Антарктиде (Русин, 1961), на Эльбрусе (Волошина, 1966), Земле Франца-Иосифа (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973), ледниках Федченко (Ледник Федченко, 1962) и Туяксу (Головкова, Денисова, 1968). Поглощение радиации в облаках и альбедо облаков рассчитаны в зависимости от их толщины согласно К.Я. Кондратьеву и В.И. Биненко (1984). При этом с учетом наблюдений принято, что тол-

Таблица 2
Влияние оледенения на радиационный климат
(% от радиации на верхней границе атмосферы) *

Тип оледенения	Безледные условия (вдали от ледников)			Ледниковые условия (над ледниками)			Изменения радиационного климата за счет оледенения				
	Q_1	Q_{n1}	R_1	Q_2	Q_{n2}	R_2	$\frac{Q_2 - Q_1}{Q_1}$	$\frac{Q_{n2}}{Q_{n1}}$	$\frac{R_2 - R_1}{R_1}$	$\frac{R_2 - R_1}{Q_2}$	$R_2 - R_1$
Континентальные покровы (области питания)	79	68	21	88	13	75	11	19	257	61	54
Островные покровы (области питания)	42	36	48	59	11	64	40	31	33	27	16
Островные покровы и Гренландия, области абляции	42	36	48	56	28	54	33	78	12	11	6
Фирновые бассейны горных ледников	80	64	29	87	26	62	9	41	114	38	33
Ледниковые языки	53	43	41	59	29	50	11	67	22	15	9

* Q_1, Q_2 — суммарная радиация; Q_{n1}, Q_{n2} — поглощенная радиация; R_1, R_2 — отраженная в космос радиация (альbedo системы Земля–атмосфера).

щина облаков над континентальными ледниковыми покровами и фирновыми бассейнами горных ледников равна в среднем 200–300 м, а над островными покровами и языками горных ледников — 400–500 м. Принято, что ослабление радиации в атмосфере выше и ниже облаков одинаково и обусловлено в равной мере рассеянием (поровну вверх и вниз) и поглощением. Результаты расчета приведены в табл. 2.

Используя данные о распределении приходящей на верхнюю границу радиации по широте, можно получить оценку ее количества (суммарного и дополнительного), отраженного в космосе ледниковыми системами в различных гляциологических провинциях. В первом приближении будем считать, что дополнительные потери энергии за счет ледников происходят на протяжении всего летнего полугодия. Оценим величину этих потерь по отдельным гляциологическим регионам. При оценке дополнительного отражения учитывалась величина прихода радиации на верхней границе атмосферы. В летнем полугодии ее изменения с широтой настолько медленны (падение интенсивности на север компенсируется ростом продолжительности дня), что для каждого ледникового региона можно принять единое характерное значение. Далее было принято, что весь Антарктический ледниковый покров занят областью аккумуляции, а расход льда с него осуществляется голько айсбергами. Для Гренландского ледникового

покрова, согласно данным О.П. Чигова (1976), площадь области аккумуляции равна 1530 тыс. км², а области абляции — 250 тыс. км², для оледенения Канадского Арктического архипелага — соответственно 105 тыс. и 42 тыс. км², для оледенения евразийского сектора Арктики — 46 тыс. и 45 тыс. км². Для патагонских ледниковых покровов в соответствии с положением высоты границы питания на его периферии к области аккумуляции отнесено 17 тыс. км², а к области абляции — 8 тыс. км². Для всех горных ледниковых систем принят ледниковый коэффициент, т.е. отношение области аккумуляции к области абляции, равный 1,5. Площади ледниковых систем умножались на составляющие радиационного баланса на соответствующих широтах. Некоторые из полученных результатов приведены в табл. 3. Всего, таким образом, ледники суши дополнительно отражают в космическое пространство $48\,200 \cdot 10^{12}$ МДж, или около $5 \cdot 10^{16}$ МДж солнечного тепла. Суммарное поступление солнечного тепла на Землю за год составляет $5,2 \cdot 10^{18}$ МДж, из которых при альбедо 0,30 отражается в космос $1,56 \cdot 10^{18}$ МДж. Ледники отражают в космос около 5% этой величины, в том числе около 3,5% за счет ледяного покрова. За счет этого дополнительного отражения альбедо нашей планеты возрастает в летнее полугодие на 2%, а за год — на 1%: от 0,29 до 0,30, что, согласно модели М.И. Будыко (1969), приводит к охлаждению приземного слоя воздуха приблизительно на 1°.

Оценку отражения радиации в космическое пространство ледниковым покровом Антарктиды выполнил также В.Г. Аверьянов (1979) по картам, построенным по спутниковым данным станции Нимбус-3. Эта величина оказалась равной лишь $5,1 \cdot 10^{16}$ МДж вместо $5,9 \cdot 10^{16}$ МДж по нашей оценке, что объясняется гораздо более низким (0,61) альбедо системы Земля–атмосфера, чем следовало из наших допущений. Однако более позднее обобщение спутниковых данных, выполненное Д. Стефенсом в 1981 г. (Кондратьев, Биенко, 1984), дает среднее альбедо системы Земля–атмосфера для зоны 80–90° ю.ш. 0,70, а для 60–70° — 0,64. Если исключить из осреднения неправдоподобно малое альбедо за март для широты 80–90° (0,40), то альбедо этой зоны приблизится к принятой нами величине 0,75, каким оно там и было измерено в разгар антарктического лета — в ноябре и декабре. Во всяком случае, приведенное сопоставление указывает на то, что наши оценки коротковолнового излучения ледниками в космос преувеличены не более, чем на 10%.

Сток тепла из атмосферы в ледники. Дополнительным к альбедному механизму охлаждения атмосферы является сток тепла из атмосферы в ледники на компенсацию отрицательного радиационного баланса их поверхности (длинноволнового излучения, превышающего коротковолновый приход) и затрат тепла на таяние льда. Этот сток осуществляется в виде турбулентного потока явного тепла или потоком скрытого тепла за счет конденсации на поверхности ледников.

Радиационный баланс поверхности Антарктического ледникового покрова определен В.Г. Аверьяновым (1979) равным $-4,2 \cdot 10^{15}$ МДж/год. Эта величина в Антарктиде полностью компенсируется явным потоком тепла из атмосферы, так как испарение там преобладает над конденсацией. Баланс составляет слой испарения около 20 мм/год. На него затрачивается еще около $0,8 \cdot 10^{15}$ МДж/год явного тепла. В Гренландии годо-

Таблица 3
Дополнительное излучение в космическое пространство
за счет повышенного альбеда ледников за теплое полугодие

Ледниковые покровы, ледниковые системы или гляциологические провинции	Площадь ледников, тыс. км ²	Радияция на верхней границе атмосферы за летнее полугодие, МДж/м ²	Суммарное отражение системы Земля–атмосфера		Дополнительное отражение системы Земля–атмосфера	
			% от прихода	МДж · 10 ¹²	% от прихода	МДж · 10 ¹²
1	2	3	4	5	6	7
Гренландия	1802	5800	72	7530	47	4910
Канадский Арктический архипелаг	147	5700	61	511	13	109
Аляска	64	6150	57	224	23	91
Береговой хребет и Скалистые горы	29	6430	57	106	23	43
Анды атлантического питания	5	7210	57	21	23	8
Анды тихоокеанского питания	2	7120	57	8	23	3
Патагонские покровы	25	6700	60	100	12	21
Евразийская Арктика (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля)	91	5660	59	303	11	57
Исландия и Скандинавия	15	5030	60	54	12	11
Алтай и Саяны	1,5	6750	57	6	23	2
Северо-Восток Азии	1,5	6240	57	5	23	2
Альпы	3	6870	57	12	23	5
Кавказ	1,5	7040	57	6	23	2
Тянь-Шань и Джунгарский Алатау	18	7030	57	72	23	30
Куньлунь и Наньшань	14	7180	57	57	23	23
Памиро-Алай	12	7160	57	49	23	20
Гиндукуш	6	7210	57	25	23	10
Каракорум	15	7250	57	62	23	25
Тибет	9	7250	57	37	23	15
Гималаи	26	7330	57	109	23	44
Новая Зеландия	1	6910	57	4	23	2
Антарктические острова	24	6330	60	91	12	19

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Антарктический покров						
Атлантический сектор	2760	5660	75	11700	54	8430
Индоокеанский сектор	3470	5780	75	15100	54	10800
Тихоокеанский сектор	4000	5720	75	17100	54	12300
Центральная часть	3710	4490	75	15600	54	11200
Весь покров	13940	—	75	59500	54	42700

вой радиационный баланс равен $-0,5 \cdot 10^{15}$ МДж/год (Кренке, 1982). Для островных и субарктических ледниковых покровов площадью около 300 тыс. км² круглогодичные наблюдения за радиационным балансом имеются только для вершин ледникового купола Чюрлёниса на Земле Франца-Иосифа, где он составлял -92 МДж/м² в год (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973). В пересчете на всю площадь это дает около $-3 \cdot 10^{13}$ МДж/год. Для горных ледников площадью 200 тыс. км² в качестве опорной может быть принята величина -63 МДж/м², измеренная на леднике Федченко (Ледник Федченко, 1962). В пересчете на всю площадь это дает несколько больше $-1 \cdot 10^{13}$ МДж/год. Общий радиационный баланс малых покровных и горных ледников составляет, таким образом, $-0,4 \cdot 10^{14}$ МДж/год и в сумме с континентальным покровным оледенением равен $-4,8 \cdot 10^{15}$ МДж/год. Эти потери составляют около 0,2% солнечного тепла, поглощаемого поверхностью нашей планеты.

Затраты тепла на таяние на поверхности ледников определены нами для Гренландского ледникового покрова (Кренке, 1982) в $65 \cdot 10^{12}$ МДж. Талый сток с Антарктического ледникового покрова, по расчетам В.Д. Клокова (1979), составляют только 15 км³/год, что соответствует ежегодным затратам тепла $5 \cdot 10^{12}$ МДж. Затраты тепла на таяние малых покровных и горных ледниковых систем приведены в табл. 4.

Величины таяния в этих системах для арктических ледниковых покровов получены на основе эталонных балансовых наблюдений и пересчетов по ним (Чижов, 1976; Кренке, 1982; Гляциология Шпицбергена, 1985). Для остальных ледниковых систем оценка ледникового стока получена по режимным картам, подготовленным для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Слой абляции на высоте границы питания принимался равным среднему слою таяния по поверхности ледников. Площадь ледников, соответствующая различным градициям абляции, определялась ее подсчетом между соответствующими изолиниями абляции на высоте границы питания, показанным на карте.

В сумме затраты тепла на таяние составляют около $25 \cdot 10^{13}$ МДж, т.е. примерно в 20 раз меньше, чем затраты на компенсацию отрицательного радиационного баланса, и не имеют существенного значения для

Таблица 4
Затраты тепла на таяние на поверхности ледников

Ледниковые покровы, ледниковые системы и гляциологические провинции	Объем таяния, км ³	Затраты тепла на таяние МДж · 10 ¹²
Гренландия	195	65
Канадский Арктический архипелаг	45	15
Аляска	118	40
Береговой хребет и Скалистые горы	78	26
Анды атлантического питания	5	2
Анды тихоокеанского питания	7	2
Патагонские покровы	75	25
Евразийская Арктика	50	17
Исландия и Скандинавия	26	9
Алтай и Саяны	4	1
Северо-Восток Азии	3	1
Альпы	5	2
Кавказ	3	1
Тянь-Шань и Джунгарский Алатау	16	5
Кунылунь и Наньшань	15	5
Памиро-Алай	12	4
Гиндукуш	7	2
Каракорум	13	4
Тибет	5	2
Гималаи	34	11
Новая Зеландия	2	1
Антарктические острова	8	3
Антарктический покров	15	5
Современные ледники Земли в целом	741	248

глобального охлаждения атмосферы. В целом отток турбулентного тепла из атмосферы в ледники, равный приблизительно $50 \cdot 10^{14}$ МДж, достаточен для охлаждения на 1° $5 \cdot 10^{18}$ м³ воздуха при давлении приблизительно 750 гПа, что примерно соответствует объему всей тропосферы Земли. Следовательно, современная тропосфера охлаждается оледенением на 1° за счет повышенного альбедо ледников и еще на 1° за счет отдачи тепла в них с турбулентным потоком, из которого только 6% тратится на таяние ледников, а остальные 94% – на их радиационное излучение (главным образом в Антарктиде). Суммарное охлаждение современным оледенением равно 2°C .

Региональные эффекты в атмосфере под влиянием ледников. Рассчитанное в предыдущем подразделе глобальное выхолаживающее воздействие ледников сравнительно равномерно распределяется в земной атмосфере. Это связано с ее большой подвижностью. Локальные очаги выхолаживания ограничены по высоте в связи с огромными затратами тепла, необходимыми на их поддержание. Покажем это на примере арктических ледниковых покровов.

Над Гренландским ледниковым щитом выхолаживание за счет турбулентного теплообмена равно $5,6 \cdot 10^{14}$ МДж/год. Это достаточно для ох-

лаждения на 1°C приблизительно $5,3 \cdot 10^{17} \text{ м}^3$ воздуха, т.е. 1/10 объема тропосферы. При скорости ветра 10 м/с и характерном пути 1000 км с учетом 30% времени на "попятные" движения над покровом сменится около 200 объемов воздуха за год. Учитывая площадь покрова, это составит около $2/3$ объема тропосферы; следовательно, только 1/6 ее толщи над Гренландией (около 1500 м) может охладиться на 1°C в течение года за счет этого стока тепла.

Действительно, на картах AT_{500} , т.е. на высоте 2000 м над шитом, региональное охлаждение уже не заметно. В приземном слое охлаждение, судя по сопоставлению аэрологических данных и экспедиционным измерениям на высоте 2 м над шитом, равно в центре шита 9° , а у края $2,5^{\circ}$ (Чижов, 1976). В среднем можно принять региональное охлаждение равным 5° , а толщину охваченного им слоя — 300 м. Объем воздуха, составляющий приблизительно $1 \cdot 10^8 \text{ км}^3$, поступает охлажденным над Гренландским ледниковым шитом на 5° в глобальную циркуляцию.

Это создает заметный синоптический эффект. Запас кинетической энергии в циклоне средней интенсивности радиусом 2000 км равен $2 \cdot 10^{13} \text{ МДж}$ (Борисенков, 1960), а в циклоне диаметром 1000 км со средней скоростью ветра около 10 м/с в нижнем 5-километровом слое — $2 \cdot 10^{11} \text{ МДж}$. Если принять среднюю энергию циклона за $2 \cdot 10^{12} \text{ МДж}$, то теплоотдача ледниковому покрову за одни сутки соизмерима с энергией циклона. При скорости 45 км/ч циклон затрачивает как раз сутки на пересечение ледникового шита. Таким образом, существование гренландского антициклона на средних барических картах и влияние Гренландского ледникового шита на барическое поле в Арктике могут быть объяснены теплообменом ледниковой поверхности.

Новоземельский ледниковый покров забирает из воздуха около $1 \cdot 10^{13} \text{ МДж/год}$. Эта величина того же порядка, что и энергия одного циклона. Но отдельные части циклонов затрачивают считанные часы, не более суток, на пребывание над Новоземельским ледниковым покровом и, следовательно, могут терять за счет отдачи тепла в них лишь доли процентов — не более первых процентов своей энергии. Следовательно, малые ледниковые покровы не могут влиять на барическое поле. Выхолаживание над покровом, судя по сопоставлению аэрологических данных на мысе Желания и наблюдений гляциологической экспедиции Института географии в 1957–1959 гг., равно $4,3^{\circ}$ в центре покрова и $1,1^{\circ}$ на его краю, в среднем $2,7^{\circ}$. Сток $1 \cdot 10^{13} \text{ МДж}$ эквивалентен охлаждению на 3° $0,3 \cdot 10^{16} \text{ м}^3$ воздуха. Характерное время пересечения ледникового покрова Новой Земли воздухом равно 7 ч, т.е. объем воздуха над ним сменяется около 1250 раз. Следовательно, над ледниковым покровом может поддерживаться в течение всего года охлажденным на 3° $2,4 \cdot 10^{12} \text{ м}^3$ воздуха, что при площади покрова 24 тыс. км^2 , или $2,4 \cdot 10^{16} \text{ м}^2$, соответствует слою в 100 м; $3 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ охлажденного на 3° воздуха поступают в общую циркуляцию атмосферы.

Из примера с Новоземельским ледниковым покровом следует, что охлаждающее влияние отдельных горных ледников размером на несколько (3–4) порядков меньшими очень мало и практически сказывается лишь над самими ледниками. Даже воздействие горных ледниковых систем в целом сводится к снижению нагревающего эффекта массивности гор со

значительным оледенением на 2–3 °С (Кренке, 1982). Этот эффект распространяется лишь на районы гор с наибольшим оледенением (Центральный Памир, район массива Эльбрус и др.).

Аналогичные расчеты показывают, что над Антарктическим ледниковым покровом воздушные массы сменяются около 50 раз в год, дополнительное к адиабатическому выхолаживание в приземном слое в среднем составляет около 15 °С (около 20° в центре покрова). Турбулентный отток тепла в ледниковый щит может поддерживать такое выхолаживание в слое около 400–500 м, что соответствует мощности ледникового ветра. За пределы же покрова стекает около $3 \cdot 10^8$ км³ воздуха, охлажденных примерно на 15°, что немногим уступает $1/15$ объема тропосферы и составляет основной вклад в ее охлаждение ледниками на 1°. Очевидно, сток энергии ($1,1 \cdot 10^{13}$ МДж/сут) соизмерим с энергией синоптических образований.

Наконец, ледниковые покровы влияют на циркуляцию атмосферы своей формой, создавая непрерывные препятствия для потоков воздуха и распространения барических волн. Грубая оценка роли таких препятствий может быть сделана на основании формулы для расчета длины l волновой тени за препятствием:

$$l = d^2/\lambda,$$

где d — протяженность препятствия поперек пути распространения волн; λ — длина волны. За длину волны может быть принят характерный диаметр циклона — около 1000 км. Размеры ледникового покрова Гренландии в направлении, поперечном распространению волн, достигают 2000 км. Новой Земли — 400 км, отдельных покровов Земли Франца-Иосифа — лишь около 50 км. Волновая тень за этими препятствиями затухает соответственно через 4000, 160 и 2,5 км. Следовательно, малые ледниковые покровы не создают практически возмущений в барическом поле.

Континентальные же ледниковые покровы существенно его деформируют: Гренландский ледниковый покров оказывает влияние на циркуляцию во всем атлантико-евразийском секторе Арктики вплоть до Северной Земли. С этим прекрасно согласуется существование "исландско-карской" барической ложбины на картах среднего давления, определяющей положение климатического фронта и питание ледниковых систем этого сектора Арктики (Кренке, 1963). Именно вдоль края ветровой тени за Гренландским щитом концентрируются пути циклонов, обуславливающих существование этой ложбины.

Антарктический ледниковый покров окружен поясом низкого давления воздуха. Более того, пути циклонов связаны с формой покрова. Вторжения наиболее мощных циклонов в Антарктиду приходятся на понижения шельфовых ледников Росса, Фильхнера и других, в том числе на долину МГГ, открытую в свое время метеорологами, которые предполагали существование понижения в рельефе по путям циклонов (Гайгеров, 1962).

Наиболее низкое давление воздуха круглогодично сохраняется вблизи ледникового покрова. Этот район назван Исландским минимумом, являющимся круглогодичным "центром действия атмосферы". В аналогичных условиях распределения океана и суши, но без ледникового покрова в тихоокеанском секторе существует сезонный (зимний) Алеутский мини-

мум. Летом он исчезает. Однако расчеты показывают, что, судя по распределению осадков, восстанавливаемых по древней высоте границы питания ледников, этот центр низкого давления существовал и летом в ледниковый период вблизи Берингского ледникового покрова. В настоящее время пояс круглогодичного низкого давления существует вокруг всего Антарктического ледникового покрова.

Итак, можно утверждать, что круглогодичные центры низкого давления сохраняются только вблизи крупных ледниковых покровов. Более того, на морской периферии таких покровов эти центры присутствуют обязательно. Этот эффект — следствие как динамических, так и энергетических воздействий ледниковых покровов на атмосферу.

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ С ИЗМЕНЕНИЯМИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Большое количество работ связано с установлением связи изменений бюджета массы и размеров ледников с изменениями климата.

Мы не будем в этом небольшом подразделе заниматься ее анализом. Отметим лишь, что как в пространстве, так и во времени особенно важным оказываются изменения условий питания ледников. Осадки особенно изменчивы, и, кроме того, через альбедо абляции частично зависит и от объема предшествующих осадков. Другим важным фактором является продолжительность периода абляции, т.е. периода положительных температур на высоте ледников.

Из роли ледников как элемента климатической системы очевидна зависимость их режима от циркуляции атмосферы. Так, колебания бюджета массы ледников Стур в Швеции и Хинтерайсфернер в Альпах оказались тесно связанными с высотой поверхности 500 мб (Hoinkes, 1968). При этом изменения бюджета массы этих ледников почти все время находились в оппозиции, что объясняется противоположными аномалиями высоты поверхности 500 мб над севером Скандинавии и над Альпами. В 1964—1965 гг., когда в виде исключения знак аномалии АТ-500 над обоими районами был одинаков, знак аномалии бюджета массы ледников Стур и Хинтерайсфернер был также одинаков.

Х. Хойнкес (Hoinkes, 1968) сопоставил колебания доли отступающих ледников Альп с изменениями условий циркуляции атмосферы. Эти условия характеризуются различными типами циркуляции. Оказалось, что с колебаниями ледников хорошо увязывается кривая величины $(W_1 + F_4 + S_6) - (S_5 + S_7)$, где W_1 , F_4 , S_6 — повторяемость отобранных благоприятных, а S_5 и S_7 — неблагоприятных для питания ледников типов циркуляции. С бюджетом массы ледника Хинтерайсфернер хорошо коррелируется разность повторяемостей типов погод S_6 ("муссонная" летняя погода с осадками) и S_5 (летние антициклоны). На рис. 6 сопоставлено изменение доли отступающих ледников в Швейцарских Альпах и нарастающих кривых изменения меридиональных форм циркуляции по типизации Б.Л. Дзердзеевского. Росту повторяемости меридиональных форм циркуляции соответствует сокращение числа отступающих ледников и, следовательно, рост доли наступающих в Альпах.

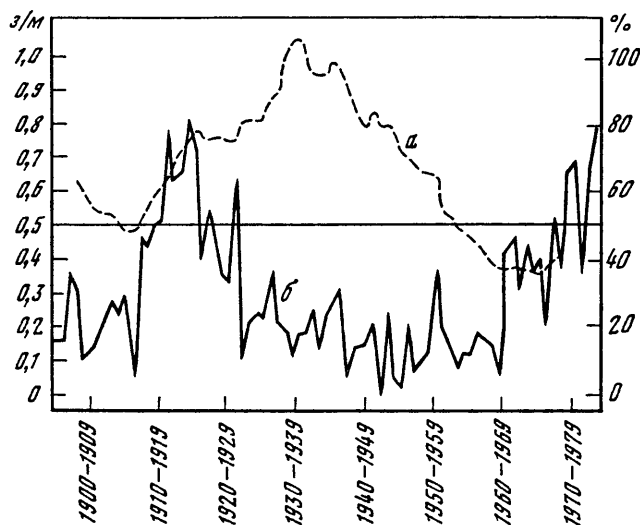


Рис. 6. Многолетний ход годовых значений

а — отношения продолжительности зональных процессов к меридиональным по типизации Б.Л. Дзердзеевского, з/м (Савина, 1979); *б* — доли наступающих и стационарных ледников Швейцарии от общего их количества, % (Die Schweiz und ihre Gletscher, 1979)

В наших работах по Арктике (Кренке, 1963) было показано, что форма циркуляции *E* по Г.Я. Вангенгейму неблагоприятна для существования ледников района Баренцева моря. Летом при этой форме циркуляции отмечаются относительно высокие температуры, зимой устанавливается сухая антициклоническая погода без осадков. Наоборот, при циркуляции формы *C* и летом и зимой выпадают обильные осадки, а абляция мала. Для ледников, расположенных по другую сторону от Исландского центра действия атмосферы, ситуация противоположная. Углубление Исландского минимума, соответствующее циркуляции формы *E*, усиливает северные холодные вторжения на востоке Канадского Арктического архипелага и способствует сохранению там ледников. Для ледников Тянь-Шаня форма циркуляции *E* благоприятна для сохранения оледенений, а циркуляция формы *C* неблагоприятна. Для ледников Кавказа, наоборот, циркуляция формы *E* — самая неблагоприятная, так как с ней связаны наиболее высокие летние температуры воздуха. Поэтому эпохам преобладания той или иной формы циркуляции соответствуют различные аномалии бюджета массы ледников в разных ледниковых районах.

О глобальных взаимосвязях, в которые включены ледниковые системы, свидетельствуют, например, связи (противоположного знака) аномалий бюджета массы ледников Кавказа и Тянь-Шаня с южными осцилляциями давления воздуха над экваториальным поясом Тихого океана, вызывающими колебания течения Эль-Ниньо (рис. 7). Действительно, как показали эксперименты на моделях и диагноз метеорологических полей, вызванные аномалией Эль-Ниньо возмущения распространяются через экватор далеко на северо-восток вплоть до Средней Азии (Brent, 1985).

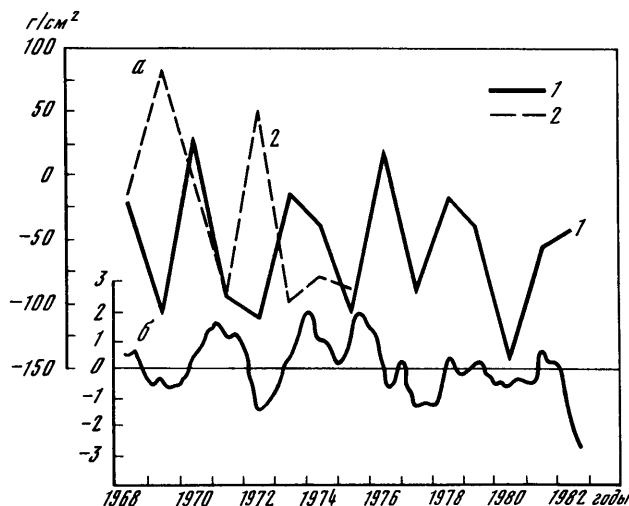


Рис. 7. Связь баланса массы ледников Марух и Абрамова (а) с индексом южной осцилляции (б) (Расмуссон, Холл, 1984)

1 — баланс массы ледника Марух; 2 — то же, ледника Абрамова

Обратное влияние изменений оледенения на изменения климата, как следует из предшествующего анализа, не может сказаться так быстро. Главным фактором влияния ледников на климат являются их радиационные свойства. Величины радиационных потоков пропорциональны площади ледников, меняющейся чрезвычайно медленно и с большой инерцией по сравнению с изменениями климата. Даже во время катастрофической подвижки ледника Колка на Кавказе его площадь увеличилась лишь на 1 км^2 , что не сказалось на связи данных близлежащей станции Кармадон с удаленными от ледника станциями Орджоникидзе и Даргавс. Затраты тепла на таяние составляют лишь доли процента по сравнению с радиационными потерями ледников (см. табл. 3 и 4), тем более малозначительны для климата их межгодовые колебания.

Однако положение меняется за длительные промежутки времени, за которые существенно изменяются площади оледенения. Так, в период последнего максимума ледникового периода 18 тыс. лет назад площадь ледников удваивалась. Это должно было вызвать дополнительное глобальное охлаждение атмосферы, по крайней мере, еще на 2°C , что само по себе объясняет около $\frac{1}{3}$ отмечавшегося во время ледникового периода похолодания. Учет разрастания морских льдов и снежного покрова увеличит эту долю, по-видимому, до половины. В таких масштабах времени можно говорить о поддержании ледниками собственного климата, т.е. об устойчивости соответствующего им состояния климатической системы. По-видимому, как это следует из изотопного состава керна, резкая смена между ледниковыми и межледниковыми периодами соответствует переключениям между устойчивыми состояниями климатической системы, которые могут быть вызваны относительно небольшими изменениями климата.

Глава 2

ГЛОБАЛЬНАЯ КЛИМАТИЧЕСКАЯ РОЛЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Снежный покров играет исключительную роль в жизни людей, населяющих умеренные и полярные области. С ним связаны проходимость территории, весенние разливы рек, возможности перезимовки растений и животных, урожай сельскохозяйственных культур и многие другие природные и народнохозяйственные проблемы. Поэтому необходимость изучения свойств снега и возможностей его использования понята очень давно.

Особое место среди территорий со снежным покровом занимает наша страна. Именно в России во второй половине прошлого столетия были заложены научные основы снеговедения. И уже тогда выдающийся русский климатолог А.И. Воейков говорил о большом климатическом значении снежного покрова. В его известном труде "Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования" (Воейков, 1889) были поставлены многие вопросы взаимодействия снежного покрова с циркуляцией атмосферы и климатом, не потерявшие своей актуальности и сейчас. Особое внимание он уделял влиянию снежного покрова на температурный режим, атмосферное давление и процессы влагообмена.

Подчеркнем некоторые выводы А.И. Воейкова, важные для этой главы: 1) температура поверхности снежного покрова обычно ниже, чем поверхности оголенной почвы и приземного слоя воздуха; 2) как следствие сильного охлаждения воздуха над снежной поверхностью возникает инверсия температуры; 3) под влиянием снежного покрова уменьшается амплитуда температуры в приземном слое воздуха; 4) особенно сильное охлаждающее влияние на воздух снежный покров оказывает на равнинах и в котловинах; 5) даже на средних многолетних значениях сказывается повышение атмосферного давления над холодной снежной поверхностью; 6) в умеренных широтах май значительно холоднее сентября из-за затрат тепла на таяние и испарение снега, причем эта разница возрастает в многоснежных районах.

Географическое направление снеговедения, заложенное А.И. Воейковым, успешно развивается в нашей стране. Г.Д. Рихтер (1948) проанализировал влияние снежного покрова на географическую среду и показал его роль в эволюции ландшафта. Автором этой главы (Котляков, 1968) введено понятие "снежности" как комплекса природных явлений, связанных с наличием на земной поверхности снежного покрова.

Изучение снега как метеорологического явления еще недавно ограничивалось продолжительными рядами наблюдений на отдельных станциях, к которым затем добавились маршрутные снегосъемки. Эти наблюдения давали локальные материалы, свидетельствующие о роли снежного покрова в развитии природных явлений и климате данного региона, но мало проясняли важную роль снега в формировании глобального климата Земли. Несмотря на известные идеи А.И. Воейкова, еще недавно, особенно за рубежом, снег рассматривался лишь как пассивное явление природы, зависящее от изменений климата и температурных полей.

Положение изменилось после введения в практику широких наблюде-

ний за снежным покровом из космоса, давших единовременные сведения о снежном покрове на обширных территориях и показавших глобальное значение снежного покрова для климата и земной природы. Стали говорить о крупномасштабных воздействиях снежного покрова, охватывающих весь земной шар, континенты или крупные субконтинентальные массивы. Появилось понятие о крупномасштабных эффектах снежного покрова и соответственно о крупномасштабных исследованиях снега, где "элементарным участком" выступает площадь более 50×50 км, т.е. 2500 км^2 .

Согласно современным сведениям, на поверхность земного шара ежегодно выпадает около 25 тыс. км^3 воды в твердой фазе. Около $\frac{1}{3}$ этого снега немедленно тает в море, а остальной снег откладывается на суше и морских льдах. "Доспутниковый" период наблюдений показал, что в годы средней снежности снежный покров образуется на площади 115 млн. км^2 , а в многоснежные годы – даже на 125 млн. км^2 , т.е. почти на четверти нашей планеты (Шумский, Кренке, 1965). В обычные годы снег покрывает почти половину площади суши.

С 1966 г. площадь снежного покрова определяется по спутниковым данным. При этом учитываются лишь те районы, где период со снежным покровом продолжался месяц или более. Такое допущение приводит, например, к выводу о том, что Западная Европа в феврале в среднем многолетнем бесснежна. Результаты подобных расчетов, выполненных американскими учеными, оказались несколько ниже прежних оценок советских ученых. Но и при допущениях американских авторов территория площадью около 100 млн. км^2 ежегодно покрывается снегом, в том числе 64 млн. км^2 (25% площади полушария) в северном полушарии и 36 млн. км^2 (14%) – в южном (Kukla, Gavin, 1980).

Согласно спутниковым данным, средняя за год площадь снежного покрова в северном полушарии составляет около 35 млн. км^2 , а средняя продолжительность его залегания равна примерно шести месяцам. В южном полушарии, где $\frac{1}{3}$ снежного покрова сохраняется круглый год, его площадь составляет примерно 25 млн. км^2 , а продолжительность залегания превышает восемь месяцев.

Глобальное распространение снежного и ледяного покровов, естественно, приводит к выводу об их важной роли в формировании климата Земли. Наиболее яркое выражение эти представления в наше время получили в работах М.И. Будыко и Дж. Куклы. Ныне ясно, что снежный покров представляет собой продукт климата, но и сам моделирует циркуляцию атмосферы, тем самым он может служить и индикатором, и причиной климатических изменений.

В чем же заключается механизм влияния снежного покрова на климат, насколько масштабно это влияние, какую роль оно играло в формировании и развитии древних оледенений, каковы современные изменения снежности Земли и как она может измениться в будущем – вот вопросы, которые мы ставим в этой главе и пытаемся на них ответить, основываясь на всей совокупности данных о снежном покрове, собранных главным образом в нашей стране и в Северной Америке.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

Влияние снежного покрова на окружающую среду определяется несколькими присущими снегу свойствами: высокой отражательной и излучательной способностью, малой теплопроводностью, большими затратами тепла на таяние, низкой влажностью и относительно малой шероховатостью снежной поверхности.

Отражательная способность снежного покрова. Из всех естественных поверхностей на Земле сухой и чистый снег имеет самое высокое значение альбедо (%):

Свежий снег	75–95
Старый снег	40–70
Морские льды	30–40
Пустыни	24–30
Воды	5–30
Сельскохозяйственные поля	3–25
Тундра	15–20
Леса	3–20

Альбедо снежного покрова зависит от физических свойств и состояния снега. По данным измерений в Европейской части СССР (Комаров, 1959), отражательная способность разных видов снега следующая, (%):

Свежевыпавший сухой, ослепительно белый	80–90
Мелкозернистый, переметанный, сухой чистый	65–80
Мелкозернистый, слегка влажный, чистый	55–65
Средне- и крупнозернистый, влажный, чистый	45–55
Крупнозернистый, очень влажный, слегка запыленный	20–45
Смесь воды и снега или снег под тонким слоем воды	10–20

Соответственно изменяются и отражательные свойства ледников, на значительной своей площади покрытых снегом. Если учесть характерные значения облачности, ее отражательную и поглощательную способности, а также характерные значения альбедо ледников разных типов, то оказывается, что континентальные ледниковые покровы отражают в космос дополнительно 54% поступающей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации, области питания горных ледников – 33%, небольшие островные ледниковые покровы – 16%, а языки горных ледников – всего 15% (Кренке, 1982).

Отражательная способность снежного покрова зависит от длины входящей волны. Еще Н.Н. Калитин (1938) обратил внимание, что альбедо снежного покрова в синей и светло-красной частях спектра равно 95%, в ультрафиолетовой – 91% и в темно-красной – 88%. Сухой и чистый снег отражает 95% коротковолновой радиации в диапазоне 0,3–0,9 мкм, включая и видимую часть спектра (рис. 8). Отражательная способность снега резко падает в ближнем инфракрасном диапазоне: эта энергия поглощается в самом верхнем слое снежного покрова. Неодинаковая абсорбирующая способность снега в разных частях спектра играет важную роль в механизме диссипации внутри снежного покрова (Kukla, 1981a).

Альбедо сухого и чистого снега несколько увеличивается с уменьшением высоты Солнца. В течение дня альбедо изменяется незначительно; наимень-

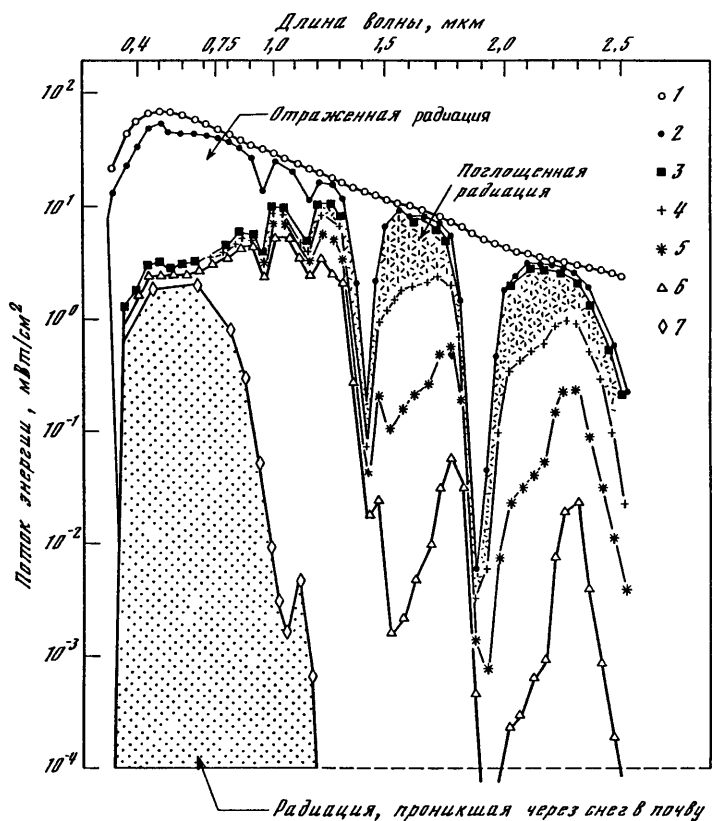


Рис. 8. Поток коротковолновой радиации в лежащий на земле 15-сантиметровый снежный покров в ясной сухой атмосфере при высоте Солнца 23° (Choudhury, Kukla, 1979)

1 — поток радиации на верхней границе атмосферы; 2 — то же, на поверхности; 3 — радиация, проникающая через поверхность; радиация на глубине: 4 — 0,2 см; 5 — 0,5 см; 6 — 1 см; 7 — 15 см

шее альbedo наблюдается около полудня, что связано с подтаиванием снега. Уже через два дня после снегопада отражательная способность снега падает на 10% из-за роста загрязненности поверхности снега, увеличения размера зерен и появления кристаллов глубинной изморози. Но уже через восемь—десять дней отражательная способность мощного снежного покрова стабилизируется. Альbedo старого снега меньше, чем свежего, из-за роста зерен в верхнем слое снежного покрова; к тому же он загрязняется сажей, мелкоземом и остатками растений, а затем в нем появляется и жидкая вода. В целом за зиму в областях с устойчивым снежным покровом альbedo почти всегда имеет очень высокие значения. Хотя сезонные различия величин альbedo могут объясняться и различиями растительного покрова, высоты Солнца, облачностью и другими факторами, все же главной причиной колебаний альbedo служит степень постоянства и продолжительности залегания снежного покрова.

Таблица 5
Средние величины альbedo в Северной Америке
(Kung et. al., 1964)

Широтная зона, град с.ш.	Альbedo, %		Широтная зона, град с.ш.	Альbedo, %	
	Середина зимы	Лето		Середина зимы	Лето
65–70	82,8	16,1	35–40	28,5	16,5
60–65	67,3	15,6	30–35	19,1	17,2
55–60	59,1	16,5	25–30	17,8	17,9
50–55	50,3	14,6	20–25	15,8	15,8
45–50	46,4	14,8	Среднее для материка	43	16
40–45	37,9	15,8			

Из-за разных условий формирования снежного покрова зимние величины альbedo сильно варьируют по территории. Так, в южных районах Европейской части СССР даже в январе альbedo не превышает 50%, а в северных достигает 75–85%. Различия в величинах альbedo между западными и восточными районами Европейской части СССР составляют 10–15% (Копанев, 1971). Весьма характерны широтные изменения альbedo поверхности в Северной Америке (табл. 5). Наибольшие различия альbedo от зимы к лету, достигающие 67%, наблюдаются между 65 и 70° с.ш., где распространена заснеженная зимой тундра. Но и в поясе 40–45° с.ш. средние зимние значения альbedo на 20% выше, чем летние.

Анализ уравнивания энергетического баланса атмосферы приводит к выводу, что отражательные свойства снега больше, чем изолирующие, влияют на энергетический баланс. В целом для земного шара, если принять среднюю за год площадь снежного и ледяного покровов в обоих полушариях равной 62 млн. км² (Kukla, Gavin, 1980), при неизменной облачности и некоторых других допущениях приход солнечной радиации из-за снежного покрова снижается на $13 \cdot 10^{19}$ кДж/год, или более чем на 4% радиации, поглощаемой всей планетой (Котляков, Кренке, 1982а). Это способствует значительной широтной дифференциации климата.

Излучательная способность снега и радиационный баланс снежной поверхности. Земная поверхность получает солнечную энергию в коротковолновом диапазоне 0,3–2,2 мкм, потери же энергии в пространство происходят путем излучения длинноволновой радиации (6,9–100 мкм). Свойственная снежному покрову высокая отражательная способность быстро меняется с длиной волны поступающей радиации, так что при более длинных волнах снег становится плохим отражателем, но зато хорошим излучателем. Излучательная способность снега приближается к единице и лишь немного падает с увеличением размера зерен. Чаще всего она равна 0,98–0,99, т.е. близка к излучательной способности абсолютно черного тела. В результате поверхность снега охлаждается гораздо быстрее, чем находящийся выше воздух, и меняется вся структура радиационного баланса поверхности.

Положение линии нулевого радиационного баланса тесно связано с границей снежного покрова. Как правило, даты перехода радиационного баланса от положительного к отрицательному совпадают со сроками образования снежного покрова, хотя в зависимости от особенностей климата возможно и несовпадение этих сроков (Копанев, 1971). В целом переход радиационного баланса от положительного к отрицательному в умеренно континентальном климате (Европейская часть СССР) осенью происходит раньше образования устойчивого снежного покрова, но по мере увеличения степени континентальности эти сроки сближаются. Весной, наоборот, из-за большого притока солнечной радиации радиационный баланс нередко меняется с отрицательного на положительный до схода снежного покрова. В этом сказывается влияние самого снежного покрова на сохранение своей массы.

Радиационный баланс поверхности, покрытой снегом, в ясные ночи меньше, чем поверхности без снега. Причиной этого служит не только более низкая температура подстилающей поверхности. В переходные сезоны в дневное время радиационный баланс в резко континентальных условиях Азиатской части СССР намного меньше, чем на Европейской территории СССР, главным образом из-за высокого альбедо, обусловленного наличием снежного покрова в Сибири (Пивоварова, 1977).

Обнаружена связь между величиной радиационного баланса и продолжительностью залегания снежного покрова, обусловленная тем, что оба параметра зависят от количества солнечной энергии, поступающей к поверхности Земли (рис. 9).

Существенное влияние оказывает снежный покров на дифференциацию климатов по мере удаления от источника влаги в глубь материка. В умеренных широтах Евразии или Северной Америки в направлении с запада на восток климат становится холоднее не только из-за уменьшения притока адвективного тепла, но и потому, что возрастание продолжительности залегания снежного покрова ведет к увеличению доли отраженной радиации и уменьшению величины радиационного баланса (Нефедьева, 1975). Таким образом, сезонный снежный покров существенно изменяет распределение поступающей к земной поверхности солнечной радиации и способствует зональной и провинциальной дифференциации климатов.

Теплопроводность и изолирующие свойства снега. Снежный покров обладает прекрасными теплоизолирующими свойствами, связанными прежде всего с его низкой теплопроводностью. Свежий сухой снег плотностью менее 200 кг/м^3 имеет теплопроводность $(6-16,5) \cdot 10^{-4} \text{ Дж/(см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C)}$. Теплопроводность свежего снега примерно в 10 раз меньше теплопроводности большинства почв. По мере старения снега его теплопроводность возрастает до $(5-8,4) \cdot 10^{-3} \text{ Дж/(см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C)}$ при достижении снегом плотности 500 кг/м^3 , но в общем продолжает оставаться ниже теплопроводности почвы. Несмотря на постепенное увеличение теплопроводности лежалого снега, изолирующие свойства снежного покрова к середине зимы возрастают, что обуславливается нарастанием снеготолщин.

В теплообмене снежного покрова участвуют пять основных процессов: 1) передача тепла в толще за счет кондуктивной теплопроводности; 2) диффузионный перенос водяного пара в толще, испарение и конденсация на поверхности; 3) поглощение солнечной радиации на поверхности снега и в по-

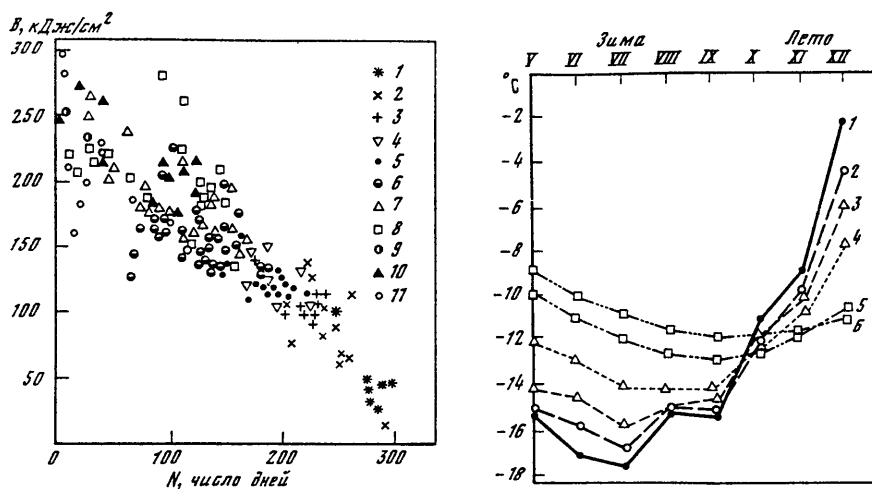


Рис. 9. Связь между величиной годового радиационного баланса B и продолжительностью залегания снежного покрова в разных природных зонах на территории СССР (Нефедьева, 1975)

1 — арктическая зона; 2 — тундра; 3 — лесотундра; 4 — северная тайга; 5 — средняя тайга; 6 — южная тайга и подзона смешанных лесов; 7 — широколиственные леса и лесостепи; 8 — степи; 9 — широколиственные леса с вечнозелеными элементами; 10 — полупустыни; 11 — пустыни

Рис. 10. Температура снежного покрова на разных глубинах в Мирном с мая по декабрь 1957 г. (Копанев, 1971).

1 — на поверхности; на глубине: 2 — 0,4 м; 3 — 0,6 м; 4 — 1,2 м; 5 — 2,8 м; 6 — 4,5 м

верхностных слоях; 4) конвективный теплообмен поверхности снега с воздухом, перенос тепла в зависимости от воздухопроницаемости снега; 5) поступление жидких осадков, инфильтрация талых вод и их замерзание на поверхности и в толще снега. Не всегда просто разделить воздействие каждого из перечисленных процессов, и поэтому в расчетах обычно используют обобщенный коэффициент теплопроводности, характеризующий тепловые свойства всей толщи.

Снежный покров играет роль изолирующего слоя, который уменьшает тепловые потоки и сокращает потери тепла из почвы в атмосферу. Например, поток тепла за январь в оголенной почве на глубине 20 см был равен 440 Дж/см^2 , а в то же время поток тепла в почве, покрытой снегом, не превышал 60 Дж/см^2 (Копанев, 1971). Подобное свойство служит причиной более высокой температуры почвы, чем при отсутствии снежного покрова, и длительного периода с близкими температурами на равных глубинах в почве.

Суточные колебания температуры поверхности в снежном покрове наблюдаются до глубины 50–60 см, где их амплитуда уменьшается по сравнению с изменениями температуры поверхности до 1/100 с запаздыванием более чем на полсутки. Годовой цикл температурных колебаний затрагивает толщу в 10–12 м. С глубиной происходит сглаживание хода температур,

Таблица 6
Непериодические изменения температуры
в сезонном снежном покрове в Мирном с июня по декабрь 1957 г.

Глубина, см	Количество пере- мен знака изме- нений температу- ры за 213 дней	Средняя продолжи- тельность изменения одного знака, сут	Средняя амплитуда ко- лебаний температуры между потеплением и похолоданием, °С
10	79	2,7	5,35
20	74	2,9	4,09
30	64	3,3	3,30
40	53	4,0	2,83
50	46	4,6	2,45
60	45	4,7	1,88
70	40	5,3	1,85
80	33	6,5	1,81
100	26	8,2	1,77
120	24	8,9	1,31
140	15*	10,5	1,28
160	14*	11,3	1,20

* За 158 дней.

что наглядно видно на рис. 10, на котором приведены результаты измерений температуры в снежном покрове зимой и в начале лета 1957 г. в Мирном (Антарктида). Наши данные (Котляков, 1961) хорошо иллюстрируют постепенное затухание в снежном покрове непериодических колебаний температуры, что вызывается в первую очередь очень низкой теплопроводностью снега (табл. 6).

Теплоизолирующее воздействие снежного покрова приводит к повышению средней температуры с глубиной. Величина амплитуды изменений температур, времени прохождения температурной волны и средней температуры на том или ином горизонте меняется в широких пределах в зависимости от толщины снежного покрова и продолжительности его существования, физических свойств снега и почвы, температуры воздуха. Так, в районе обсерватории Мирный (Антарктида) в снежном покрове толщиной около 1,5 м температурная волна в сентябре 1957 г. достигла его основания лишь через шесть суток. Температура на поверхности снега 4 сентября понизилась до -30°C , а на глубине 1,5 м минимальная температура была отмечена только 10 сентября (рис. 11).

Этот рисунок показывает также влияние на температурный режим прослоек и корок; вблизи них внутри снега появляется повышенный температурный градиент. Объемная теплопроводность в многослойном снежном покрове с внутренними ледяными корками пока известна плохо, но, по-видимому, она ниже, чем в однородном снеге (Weller, Schwerdtfeger, 1977).

Влажность поверхности и роль фазовых переходов. Давление пара у поверхности в снегу не может быть больше максимального давления при 0°C , равного 610 Па. Это относительно низкая величина, и она становится еще меньше при отрицательных температурах снежного покрова. В результате по мере понижения температуры воздуха водяной пар сублимируется на по-

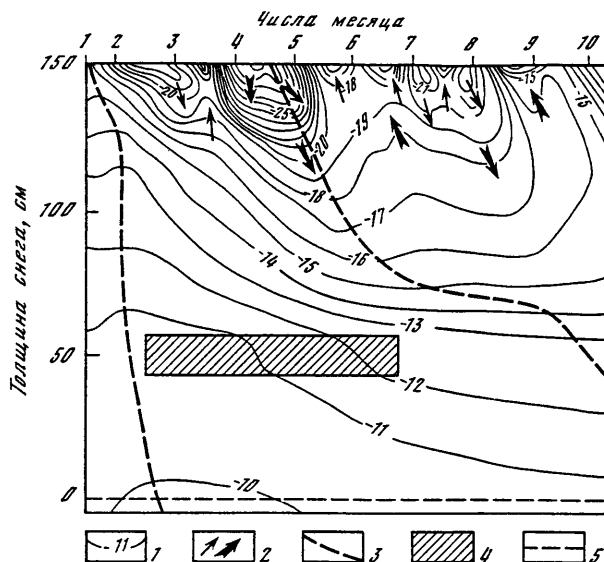


Рис. 11. Ход температуры в толще снежного покрова в Антарктиде в конце зимы (сентябрь)

1 — термоизоплеты; 2 — потоки холода; 3 — граница проникновения мощной волны холода; 4 — область влияния погребенных корок на температурный режим; 5 — нижняя граница снежного покрова

верхности снега или непосредственно в воздухе. В этом случае массив снега действует как сток для атмосферной влаги (Radok, Lile, 1977). Снежный покров "выжимает" атмосферную влагу, и благодаря этому процессу еще больше увеличивается альbedo поверхности.

Над снегом сильно уменьшен или совсем отсутствует конвективный прогрев тропосферы, потому что температура снежной поверхности не может быть выше 0°C . В то же время в тепловом балансе воздуха и подстилающей поверхности большую роль играют поглощение (при испарении и таянии снега) и выделение (при конденсации и замерзании воды) значительного количества тепла, участвующего в фазовых переходах воды.

Процесс фазовых переходов на поверхности снежного покрова и в его толще оказывает существенное влияние на распределение температуры внутри снега (Гуртовая, 1961). Характер процесса зависит от соотношения температур поверхности снега и воздуха, а также влажности воздуха. Если температура поверхности снега превышает температуру воздуха, то при любом количестве водяного пара в воздухе со снежного покрова будет происходить испарение и температура его поверхности будет понижаться. Если же температура поверхности снега ниже температуры воздуха, возможны два варианта развития процесса: при температуре поверхности снега выше точки росы приземного слоя воздуха со снежного покрова будет происходить испарение, а при обратном соотношении — конденсация водяных паров из атмосферы на поверхности снега. При этом конденсация продолжается до тех пор, пока температура поверхности снежного покрова не достигнет точки росы.

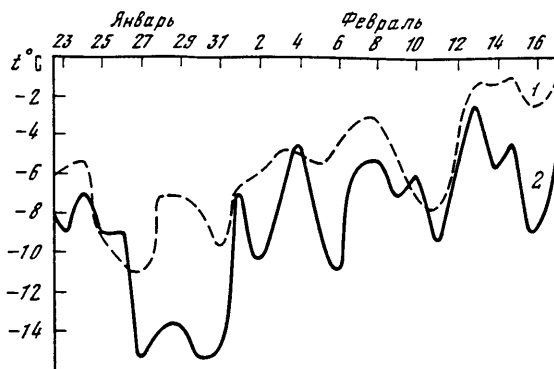


Рис. 12. Изменения во времени температуры воздуха и поверхности (Гуртовая, 1961)
1 — температура воздуха на высоте 2 м; 2 — температура поверхности снежного покрова

Таким образом, в любых условиях температура поверхности снежного покрова стремится к температуре, соответствующей насыщению водяным паром приповерхностного слоя воздуха. Этот процесс ведет к тому, что при теплообмене с воздухом, температура которого выше температуры поверхности снега, последняя понижается, а при охлаждении воздуха, наоборот, повышается. По наблюдениям Е.Е. Гуртовой, в Приэльбрусье средняя суточная температура воздуха на высоте 2 м над поверхностью снега возросла с 26 до 28 января 1956 г. с -11 до -7°C , а температура поверхности снега понизилась с -9 до -16°C (рис. 12). Подобные явления, в частности, объясняются воздействием энергии фазовых переходов.

Шероховатость поверхности снега. Снежный покров отличается сравнительно малой шероховатостью поверхности, которая несколько увеличивается при дефляции снега. Параметр шероховатости снежного покрова обычно изменяется от 0,001 до 0,07 см, в то время как низкая трава имеет показатель шероховатости от 0,2 до 0,7 см, а высокая трава — от 3,7 до 9,0 см. Малая шероховатость поверхности вызывает усиление ветра. Поэтому, когда трава покрывается снегом, уменьшается фрикционное торможение и, при прочих равных условиях, скорость ветра у поверхности возрастает. Так, если низкая трава с параметром шероховатости 0,4 см покрывается снегом, имеющим параметр шероховатости 0,005 см, то отношения скоростей ветра на высотах 10, 5, 1 и 0,5 м над поверхностью к скорости ветра на высоте 20 м изменяются от 0,92; 0,84; 0,63 и 0,38 соответственно до 0,95; 0,89; 0,76 и 0,59 (Handbook of snow, 1981). Эти данные свидетельствуют об усилении приземного ветра.

Рассмотренные свойства снежного покрова оказывают большое влияние на климат. К этому следует добавить особую роль снежного покрова в увеличении прозрачности воздуха, которая определяется тем, что отложенный снег предохраняет почву от дефляции, а выпадающий снег захватывает и переносит к земле взвешенные пылевые частицы. В результате воздух в многоснежных районах отличается особой прозрачностью и чистотой, что способствует большему поступлению солнечной радиации.

Особые свойства снежного покрова, и прежде всего малые значения теплопроводности и воздухопроницаемости, приводят к серьезному затруднению обмена веществом и энергией между земной поверхностью и атмосферой при наличии снежного покрова. С увеличением толщины снега его изолирующее влияние возрастает, пока, наконец, взаимодействие почвы и атмосферы не прекратится совсем. В результате процессы над поверхностью снега и под ним начинают протекать независимо друг от друга.

И последнее, что необходимо отметить: конвективный теплообмен поступающего воздуха со снежной толщей умеряет резкие колебания температуры (Рихтер, 1970). Повышение температуры воздуха при поступлении теплых воздушных масс быстро прекращается по мере поглощения тепла снегом, сильно охлажденным от предыдущих похолоданий. И наоборот, сильное похолодание уменьшается за счет запасов тепла, сохраняющихся в снежном покрове.

ПРИЧИНЫ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ СНЕГОТАЯНИЯ

С началом снеготаяния некоторые из рассмотренных свойств снежного покрова изменяются. Заметно возрастают теплопроводность снега и давление водяного пара у поверхности. Существенным фактором в энергетическом балансе Земли и атмосферы становится удельная (скрытая) теплота фазовых переходов снега. Ведь переход снега в воду требует около 335 Дж/г, а расход тепла при испарении снега или выделение его при конденсации составляет 2834 Дж/г.

Еще А.И. Воейков (1889) говорил о влиянии снежного покрова на характер оттепелей. В условиях сплошного снежного покрова зимние оттепели, как правило, непродолжительные и неглубокие. А в годы со сплошным и мощным снежным покровом, как отмечал Г.Д. Рихтер (1948), весна приходит позже и носит затяжной характер. В местах с равномерным снежным покровом воздух весной прогревается значительно медленнее, чем в районах неравномерного залегания снега, где в снежном покрове гораздо раньше можно увидеть проталины.

Весной, по мере поглощения снежным покровом солнечной радиации, в нем возрастают градиенты температуры и давления водяного пара, ускоряются процессы перекристаллизации. Но холодный снег обладает защитными механизмами, которые компенсируют внутренний приход и потери тепла, что задерживает изменения температуры снега (Ambach, 1976).

Ранней весной резко различается характер снеготаяния на склонах разной ориентации. Больше всего подвержены воздействию солнечной радиации южные и юго-западные склоны. По наблюдениям Е.Е. Гуртовой (1961) в Приэльбрусье, в январе и феврале, когда поверхность снега на дне долины и северных склонах имеет самые низкие температуры, на южных склонах в ясные дни толща снега прогревается до 0°C . В таких условиях маломощный снежный покров на южных склонах гор умеренного пояса нередко исчезает за три-четыре дня с холодной ясной погодой. В то же время на северных склонах снег не стает в течение одной-двух недель даже в теплую ясную погоду, когда максимальная температура воздуха поднимается до $5-10^{\circ}\text{C}$.

В сухой атмосфере и при солнечной ветреной погоде, которая нередко наблюдается весной, активную роль начинает играть испарение снежного покрова, а поскольку на этот процесс затрачивается большое количество тепла, температура над мощным снежным покровом понижается и ряд весенних природных процессов замедляется. В тех районах, где в весеннее время часты адвекции сухого и теплого воздуха, испарение с поверхности происходит и при отрицательном радиационном балансе. В таких районах снежный покров совсем исчезает путем возгонки, не переходя в жидкое состояние, как это наблюдается на значительной территории Казахстана при выносе сюда теплых воздушных масс с юго-запада (Полякова, 1961).

По мере увеличения высоты Солнца и роста солнечной радиации все больше лучистой энергии поступает в снежный покров. Основное ее поглощение снегом происходит в верхних 10–20 см, хотя некоторая часть доходит до глубины 80 см и нередко приводит к нагреванию почвы под снегом. В таких условиях под снегом аккумулируется тепло и таяние снега начинается снизу в условиях отрицательных температур воздуха. Подобное таяние благодаря "парниковому эффекту" (Львович, 1956) использует энергию радиации в видимом участке спектра, которая поглощается поверхностью почвы и травяной подстилкой, лежащей на границе ее со снегом.

Радиационное таяние в верхней части снежного покрова идет за счет поглощения солнечной радиации в ближнем инфракрасном диапазоне. В результате этого процесса под рыхлым 1–2-сантиметровым слоем снега формируется плотная корка. Нам нередко удавалось наблюдать и исследовать образование льдистых радиационных корок на поверхности снега в Антарктиде при температурах окружающего воздуха -20 , -30°C (Котляков, 1961).

Радиационное таяние снега идет наравномерно и приводит к формированию в ясную погоду и при температуре ниже 0°C участков обнаженной почвы и скал, сначала небольших, а затем занимающих все большие площади. Такие обнаженные от снега участки оказывают существенное влияние на прогревание атмосферы (Holmgren et al., 1975).

Появляющаяся в результате радиационного таяния вода стекает в почву или скапливается в лужах и иногда повторно замерзает на границе раздела снег–мерзлая почва или снег–лед, если снежный покров залегает поверх ледяного покрова. Подснежное таяние в холодную погоду нередко наблюдается на морских льдах Арктики и играет важную роль в их массоэнергo-обмене с окружающей средой (рис. 13).

С приходом теплого воздуха при низкой облачности радиационное таяние сменяется адвективным, и вскоре вода появляется во всей снежной толще. Основным источником энергии снеготаяния в это время служат длинноволновое излучение атмосферы и облаков и конвективное тепло. В зависимости от окружающей температуры и толщины снежного покрова, а также влагосодержания воздушной массы и условий турбулентности таяние может длиться несколько дней или даже недель. Параллельно со снеготаянием обычно идет и испарение снега, которое дает в среднем до 5% годовой абляции. Поскольку во влажном снегу в отличие от сухого устойчивые температурные градиенты существовать не могут, такой снег не проводит тепло. Часто по ночам поверхность тающего снега замерзает, даже когда температура воздуха не опускается ниже 3°C и стоит облачная погода.

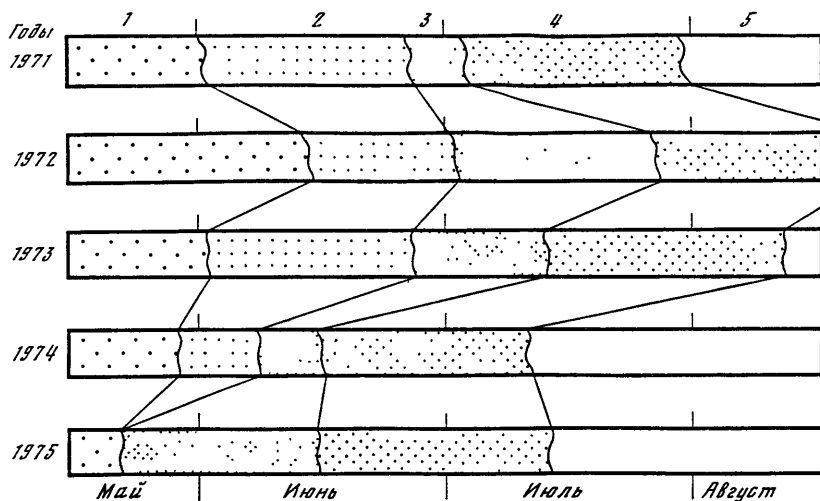


Рис. 13. Фазы снеготаяния на морских льдах в окрестностях о-ва Броутон в Канадском Арктическом архипелаге в 1971–1975 гг. (Weaver et al., 1975)

1 – свежий снег; 2 – талая вода на льду под снегом; 3 – таяние по всей толще снега; 4 – обнаженный лед; 5 – открытая вода (лед разрушен). В 1972 г. лед не был разрушен, в 1973 г. его разрушение сильно задержалось

Над тающим снегом резко возрастает содержание водяных паров в нижнем слое атмосферы. Нижний увлажненный слой воздуха становится теплее находящейся выше атмосферы. Подобный крупномасштабный процесс происходит каждое лето в Центральной Арктике (Kukla, 1981b). Над снегом, покрывающим паковый лед, образуются плотные низкие слоистые облака. Они поглощают приходящую коротковолновую радиацию, прогреваются на $1-2^{\circ}$ и направляют тепло к снежной поверхности. Этот процесс усиливает таяние снежного покрова на льдах.

Особенно быстро снег исчезает при тумане и дожде. Когда теплый, насыщенный влагой воздух опускается над снежным полем, давление водяного пара над которым не может превышать 610 Па, возникает направленный вниз градиент пара, и на поверхности снега происходит конденсация (Kukla, 1981b). Благодаря этому процессу выделяется много тепла: ведь при замерзании 1 г воды выделяется тепло, которого достаточно для нагревания на 1° 158 г снега. Попадающие в снежный покров талая вода или дождь в результате высвобождения скрытой теплоты кристаллизации или замерзания воды вызывают повышение температуры холодных снежных толщ до 0°C и далее способствуют таянию снега, так как при конденсации 1 г водяного пара выделяется тепло, достаточное для таяния 15 см^3 снега плотностью 500 кг/м^3 . В конце концов снег исчезает, что сразу меняет весь характер теплообмена воздуха и земной поверхности.

Перечислим теперь основные источники энергии снеготаяния. Первая фаза, представляющая особый интенсивный метаморфизм снега, сублимации и подтаивание, происходит под воздействием коротковолновой радиации в инфракрасной полосе спектра, приходящей длинноволновой радиа-

ции и конденсации водяного пара из атмосферы. Радиационное таяние обуславливается коротковолновой радиацией в видимой части спектра и потоком тепла от лежащей ниже почвы или льда. Адвективное таяние определяет излучаемая атмосферой и облаками длинноволновая радиация и тепло приходящих воздушных масс. Наконец, таяние от тумана и дождя обуславливается выделением тепла при конденсации водяных паров атмосферы и жидкими осадками, а также приходящим длинноволновым излучением.

В свою очередь снежный покров ослабляет оттепели и задерживает прогревание воздуха; испарение со снежного покрова весной замедляет ход природных процессов, и лишь после появления проталин начинается более быстрое прогревание воздуха. Кроме того, для весеннего времени характерны снежные, или весенние, инверсии, когда происходит выхолаживание движущегося над снежным покровом потока воздуха; это объясняется тем, что в прилегающем к снежному покрову слое тепло из воздуха затрачивается на снеготаяние. В результате температура в этом слое понижается по сравнению с лежащими выше слоями. Но над активно тающим снегом резко возрастает влажность нижнего слоя атмосферы, что способствует его последующему прогреванию.

ВЛИЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЦИРКУЛЯЦИЮ АТМОСФЕРЫ

К настоящему времени можно считать доказанным активное воздействие снежного покрова на циркуляцию атмосферы, которое выражается, в частности, в расширении и стабилизации аномалий циркуляции, вызывающих необычный характер погоды. Это воздействие проявляется в охлаждающей роли снежного покрова, во влиянии его на осадки и ветер, связи активных атмосферных процессов с границей снежного покрова и в ряде других циркуляционных процессов, усиливаемых или видоизменяемых при наличии снежного покрова.

Охлаждающая роль снежного покрова. Высокая отражательная и излучательная способность снега, поглощение тепла при его таянии и ряд других процессов делают снежный покров деятельным фактором в охлаждении атмосферы. Благодаря огромному отражению и излучению энергии снежная поверхность зимой сильно охлаждается и выхолаживает прилегающий слой воздуха. Метеорологические наблюдения в Европейской части СССР, начатые еще А.И. Воейковым, показали, что в близких синоптических условиях разница средних суточных температур воздуха в дни со снежным покровом и без него составляет $4-5^{\circ}$. В окрестностях антарктического пос. Мирный, расположенного на ледниковом покрове, покрытом снегом, в летнее время температура была на $4-5^{\circ}$ ниже, чем в расположенном на той же широте бесснежном оазисе Бангера.

Охлаждающую роль снежного покрова ярко демонстрируют данные табл. 7, в которой приведены сведения о температуре воздуха и поверхности в осенние и зимние месяцы по двум станциям за пять лет. Лишь в первые два из приведенных месяцев — в сентябре и октябре — снега еще нет, и различия температуры поверхности и воздуха почти не ощущаются. Но по мере установления снежного покрова и дальнейшего накопления

Таблица 7

Средний (1) и абсолютный (2) минимумы температуры воздуха (В) и подстилающей поверхности (П) за сентябрь–март в Казани и Омске, °С

Осенне-зимние периоды		IX		X		XI	
		В	П	В	П	В	П
Казань							
1960/61	1	7,1	5	-1,8	-4	-11,7	-15
	2	-0,8	-2	-10,9	-14	-22,9	-29
1961/62	1	5,0	3	2,5	0	-9,0	-10
	2	0,2	-2	-6,3	-6	-27,9	-31
1962/63	1	7,1	4	1,0	-1	-2,2	-3
	2	2,1	-4	-7,3	-8	-9,5	-10
1963/64	1	8,0	6	3,4	2	-3,7	-5
	2	-0,6	-3	-5,9	-6	-16,1	-24
1964/65	1	6,8	5	0,8	-1	-6,6	-8
	2	-2,1	-3	-4,6	-6	-23,1	-28
Омск							
1960/61	1	6,5	5	-3,6	-5	-16,2	-17
	2	-3,4	-4	-13,8	-16	-33,7	-32
1961/62	1	5,0	4	-6,8	-9	-10,0	-10
	2	-2,6	-3	-22,1	-26	-26,3	-25
1962/63	1	5,6	4	-3,0	-4	-14,8	-16
	2	-3,7	-4	-12,6	-15	-32,1	-34
1963/64	1	4,3	2	0,2	-2	-6,7	-8
	2	-0,2	-3	-5,8	-9	-14,5	-18
1964/65	1	6,5	5	-4,2	-5	-8,2	-10
	2	-0,5	-2	-14,9	-16	-22,4	-24

снега эта разница возрастает, достигая наибольшей величины в разгар зимы — в январе и феврале, когда средний минимум температуры на поверхности и в воздухе отличается на 3–4°, а абсолютный минимум — на 5–10°С.

Интересные сведения о температуре воздуха в дни со снегом и без снега на равнинах Северной Америки приводит Дж. Кукла (Kukla, 1981a) (рис. 14). И максимальные, и минимальные приповерхностные температуры воздуха примерно на 10° ниже у поверхности со снегом, чем без снега. Из 587 дней, когда толщина снежного покрова была больше 5 см, температура воздуха всего 6 раз (это только 1% наблюдений) превышала 7°С; это случалось в период таяния, в последние три дня перед окончательным сходом снега. Наоборот, в течение 224 дней с бесснежным грунтом максимальные температуры выше +7°С отмечались 83 раза (37% наблюдений).

По данным метеостанции Омск, в период таяния снежного покрова в апреле 1961 г. из 19 дней, когда поверхность была покрыта снегом, в среднем за сутки температура воздуха превышала 0° всего 2 раза, а температура поверхности достигала 0° лишь 5 раз. В то же время из 14 дней, когда снежного покрова на поверхности не было, средняя суточная температура и почвы, и воздуха превышала 0° 13 раз. Причина заключается прежде всего

ХП		I		II		III	
В	П	В	П	В	П	В	П
Казань							
-5,6	-7	-13,0	-16	-11,8	-15	-16,5	-10
-15,8	-16	-27,9	-38	-26,8	-34	-17,0	-27
-13,6	-16	-13,4	-16	-12,5	-15	-16,6	-9
-28,1	-33	-31,0	-36	-23,5	-27	-17,1	-21
-12,9	-15	-22,8	-27	-16,5	-20	-18,7	-22
-27,4	-32	-34,5	-41	-26,1	-36	-32,2	-38
-15,4	-19	-17,7	-21	-15,3	-18	-13,9	-18
-29,7	-35	-32,6	-36	-23,6	-34	-31,3	-38
-8,9	-11	-17,5	-21	-17,9	-21	-7,9	-10
-30,8	-33	-31,7	-40	-26,7	-31	-18,5	-24
Омск							
-19,0	-20	-19,8	-22	-19,5	-23	-11,3	-13
-34,6	-37	-32,7	-37	-31,2	-34	-28,8	-34
-13,9	-16	-17,1	-20	-15,7	-20	-8,7	-11
-23,8	-28	-26,6	-32	-27,7	-33	-21,1	-27
-18,8	-22	-20,5	-23	-16,4	-19	-14,0	-16
-36,3	-40	-30,6	-32	-31,1	-36	-24,7	-28
-16,4	-18	-18,4	-21	-25,9	-30	-18,6	-22
-29,0	-32	-37,3	-38	-33,7	-37	-34,1	-36
-15,1	-18	-19,8	-22	-19,5	-23	-8,4	-11
-29,4	-30	-39,2	-41	-29,5	-34	-20,4	-27

в том, что темная почва в солнечный день весной сильно нагревается, тогда как снег может прогреться лишь до нулевой температуры. Это очень заметно в Сибири, когда в мае, сразу после схода снега, в дневное время устанавливается режим жаркого лета: послеполуденные температуры поднимаются до 25°С.

Большие потери энергии над снежным покровом, не компенсируемые поступлением тепла от других источников, приводят к снижению температуры воздуха не только непосредственно над снегом, но и во всем нижнем слое тропосферы. Это особенно часто случается зимой над обширными территориями суши в средних и высоких широтах, где энергетические потери за месяц составляют 10–15 МДж/м², что ведет к быстрому охлаждению воздуха и формированию инверсионного профиля температур.

Согласно средним месячным данным за 1956–1965 гг., частота инверсий в Казани и Омске при устойчивом снежном покрове, залегающем с ноября по март, составляла соответственно 76 и 82% случаев; неинверсионные состояния атмосферы характерны для начального этапа роста устойчивого снежного покрова (соответственно за ноябрь и декабрь суммарно 67 и 78% неинверсионных случаев). При неустойчивом снежном покрове, наблюдающемся в октябре и апреле, в Казани инверсии отмечаются в 24% слу-

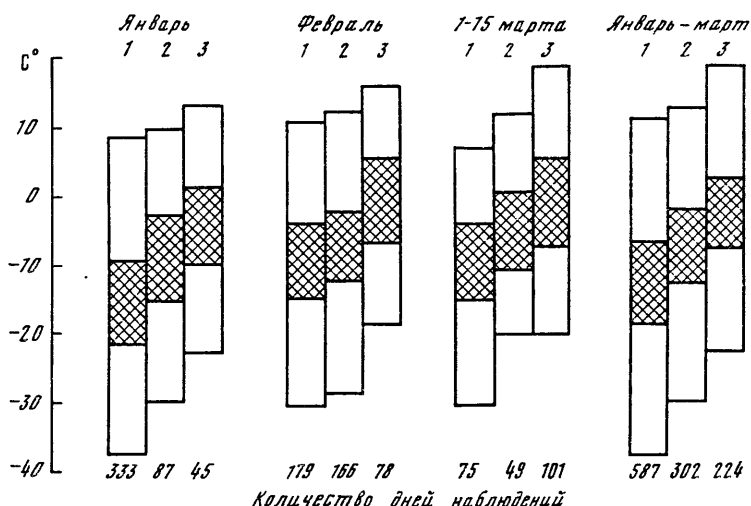


Рис. 14. Разброс зимних температур воздуха по данным наблюдений в 1974–1978 г на трех метеостанциях в Северной Дакоте в дни со снежным покровом (1), с остатками снега (2) и без снега (3) (Kukla, 1981a)

Диаграммы показывают разброс абсолютных (весь столбик) и средних суточных (центральная часть столбика) значений температуры

чаев, а в Омске – в 83%, из них более 60% инверсионного состояния атмосферы приходится на весну.

Особенно сильное радиационное охлаждение, обязанное снежному покрову, наблюдается в Сибири, на северо-востоке Северной Америки и в Антарктиде. В результате формируются очень холодные воздушные массы при слабом ветре и ясном небе, и в их нижнем 1–2-километровом слое температура поднимается с высотой. Из-за устойчивой инверсионной стратификации атмосферы эти воздушные массы плохо рассеивают загрязнители и туман. В системе общей циркуляции атмосферы в Северной Америке и Евразии они движутся в юго-восточном направлении и способствуют охлаждению умеренных широт.

Оказывая сильное охлаждающее и высушивающее влияние на прилегающий воздух, снежный покров способствует превращению морских полярных воздушных масс в континентальный полярный воздух. Это особенно заметно в аномальные по снежности годы. Низкие показатели средней месячной температуры часто связаны с исключительно сильными снегопадами, причем особенно низкие температуры отмечаются в течение нескольких дней, следующих за снегопадом. Конечно, трудно оценить, в какой мере понижение температуры вызывается вторжением холодной и сухой воздушной массы, за которой часто следуют снегопады, а в какой мере – влиянием снега на прилегающий воздух. Несомненно влияние обоих факторов. Быстрее всего снежный покров теряет энергию вскоре после замещения теплого воздуха сухими и холодными воздушными массами. При этом некоторая часть этих потерь происходит благодаря процессу испарения (McKay, Thurtell, 1978). По оценке Дж. Намиаса (Namias, 1963), в 1960 г., когда

снежный покров в восточной части Северной Америки распространился аномально далеко к югу, температура на его южной границе в течение месяца была примерно на 5° ниже обычной в это время.

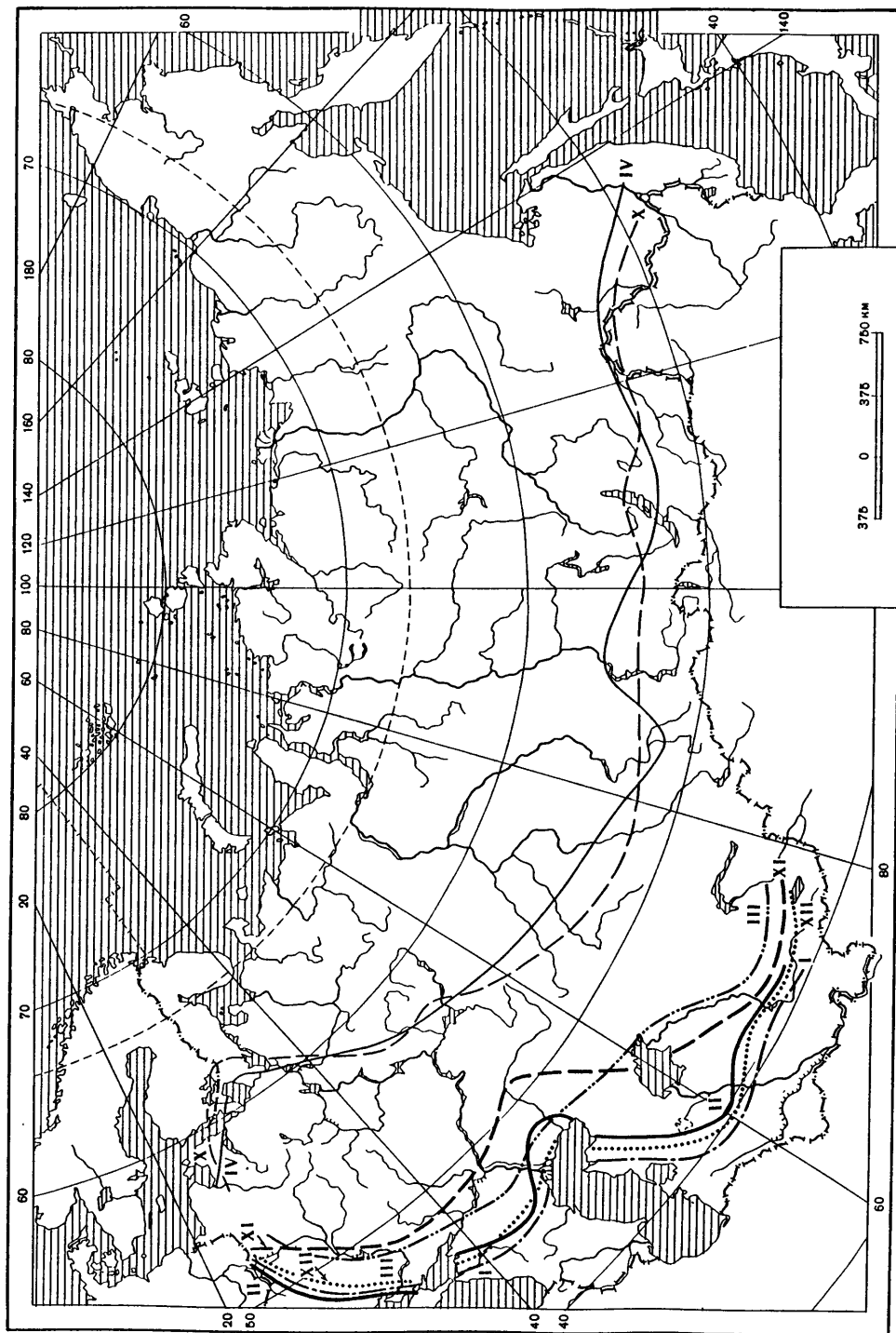
Таким образом, снежный покров выполняет важные функции при трансформации солнечной энергии в тепловую, формирующую температурный режим земной поверхности. Специальный анализ также показывает, что снежный покров вместе с облачностью вносит наибольший вклад в формирование поля среднедекадной температуры (Есакова и др., 1969).

Влияние снежного покрова на осадки и ветер. Изолирующие и радиационные свойства снега приводят к формированию холодного и плотного слоя воздуха над снежной поверхностью, который в свою очередь обуславливает сравнительно медленное прогревание холодных воздушных масс, и поэтому для атмосферы над снежным покровом характерно антициклональное состояние, отличающееся значительной устойчивостью (Рихтер, 1948). Хотя скорости ветров определяются, как правило, большими тропосферными возмущениями, заметно, как с установлением снежного покрова осенью ветры начинают ослабевать, а весной они снова усиливаются за один-два месяца до полного схода снега (Handbook of snow, 1981). Устойчивость воздуха над снежным покровом нарушается по мере увеличения инсоляции и снижения альбедо поверхности.

Снежный покров активно взаимодействует с образующейся над ним облачностью. В облаках значительная часть отраженной от поверхности энергии рассеивается молекулами воздуха или отражается основанием облака вниз к земной поверхности. Воздействие этого процесса над покрытой снегом поверхностью выражено сильнее, чем над бесснежной территорией. К.Я. Кондратьев (1954) показал, что при постоянной высоте Солнца над горизонтом поток рассеянной радиации над снежным покровом примерно на 50% больше, чем над обнаженной землей. Обычно между снегом и основанием облаков возникает многократное отражение, что дает увеличение энергии, поступающей к снежному покрову.

Усиливая охлаждение находящейся выше атмосферы, снежный покров уменьшает ее влагоемкость и тем самым сокращает количество выпадающих осадков. Холодная поверхность снежного покрова благоприятствует нисходящим токам воздуха и, наоборот, препятствует формированию облаков восходящих токов (Рихтер, 1948), что, очевидно, также не способствует выпадению осадков. Но в реальности все обстоит сложнее, и на многих заснеженных территориях зимой наблюдается как минимум осадков (например, на северо-западе Канады), так и их максимум.

Исследования, проведенные на территории нашей страны еще в 50-х годах, показали влияние снежного покрова Евразии на формирование Сибирского антициклона. Аналогична роль снежного покрова Северной Америки в возникновении Канадского антициклона. С перемещением границы снежного покрова к югу создаются благоприятные условия для проникновения на юг арктических воздушных масс, что расширяет площадь антициклона и смещает в южном направлении пути циклонов. Замечено, что пути циклонов в Евразии и Северной Америке часто следуют вдоль южной границы снежного покрова и здесь выпадают новые порции снега. Свежевыпавший снег усиливает иссушающую и охлаждающую роль прежнего покрова и способствует разрастанию снежного покрова к югу. Это один из нескольких



природных механизмов, благодаря которым распространение сезонного снежного покрова отличается большим постоянством. Увеличение толщины и продолжительности зимне-весеннего снежного покрова в Тибете приводит к понижению летних температур в тропосфере, запаздыванию и ослаблению летних муссонов.

Причины весеннего разрушения снежного покрова закладываются еще зимой, когда благодаря радиационному охлаждению снежных полей устанавливается антициклональная циркуляция. В результате выпадения осадков внутри континентов сильно уменьшается и снежный покров к концу зимы здесь оказывается довольно тонким, с малоснежными пятнами и прогалинами. При неодинаковом прогревании частично разрушающегося снежного покрова резко увеличивается турбулентность воздуха и температурная инверсия в дневное время разрушается. Усиливаются ветры, увеличивается испарение с поверхности снега, а ночное радиационное охлаждение ослабевает. Все это приводит к разрушению антициклона, и поступление теплого влажного воздуха облегчается. Тепло этих воздушных масс и довершает разрушение снежного покрова.

Процессы на границе снежного покрова. Особую роль играет граница устойчивого снежного покрова. Здесь возникают резкие различия в альбедо поверхности и характере тепловых потоков, формируется полоса максимальных термических контрастов. Граница снежного покрова на местности представляет собой довольно широкую переходную полосу, в которой участки под снегом чередуются с бесснежными. Условно за эту границу принимают изолинии 0, 5 или 10 дней со снегом за декаду (Афанасьева и др., 1979) или изолинию нулевой толщины снежного покрова (Локтионова, 1985). Пространство между изолиниями 0 и 10 дней со снегом за декаду представляет собой переходную зону, т.е. полосу с неустойчивым снежным покровом.

Граница распространения снега довольно тесно связана с изотермой 0° (Афанасьева, Есакова, 1964), она также совпадает с альбедо 60% (Котляр, 1969). Доказана сильная обратная связь между границей снежного покрова и зональным индексом циркуляции, установлены связи этой границы с рядом циркуляционных характеристик, из которых наиболее интересна связь границы распространения снега с планетарной высотной фронтальной зоной (Афанасьева и др., 1979).

Планетарные высотные фронтальные зоны (ПВФЗ), как известно, служат важными элементами в системе общей циркуляции атмосферы — это переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами. Они характеризуются большими горизонтальными градиентами температуры и давления, значительными скоростями горизонтальных и вертикальных движений (Афанасьева, Есакова, 1969). Связь ПВФЗ с границей снежного покрова вполне естественна прежде всего потому, что последняя представляет собой, как уже отмечалось, крайне контрастный природный рубеж.

Рис 15. Среднее многолетнее положение границы снежного покрова на территории СССР по месяцам (Локтионова, 1985)

Римские цифры — месяцы

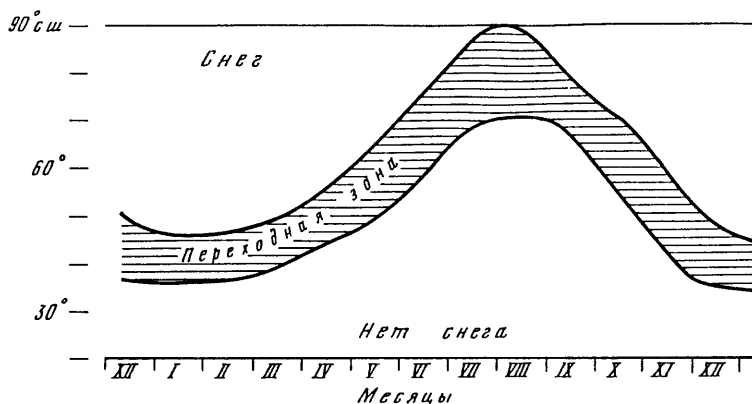


Рис. 16. Сезонное перемещение переходной зоны на равнинах северного полушария (между 70–100° з.д. и 50–120° в.д.) в 1975 г. (Kukla, 1981a)

Граница снежного покрова в северном полушарии весной и ранним летом отступает к северу медленнее, чем осенью продвигается к югу. В осенние месяцы положение ее более изменчиво, чем в весенние, хотя в континентальном климате в целом она занимает более стабильные позиции, чем в морском. Еще в 60-х годах было выяснено (Коровин, 1964; Котляков, 1968), что сроки разрушения снежного покрова тесно связаны со сроками его установления: чем раньше образуется снежный покров, тем дольше он лежит. Эта закономерность объясняет близкое положение границы снежного покрова на территории СССР в ноябре и марте, в октябре и апреле (рис. 15).

Итак, граница заснеженных и бесснежных площадей представляет собой довольно широкую переходную зону, которая смещается по сезонам. Она мало колеблется ото дня ко дню и самое близкое положение к полюсу занимает в июле и августе (рис. 16). Территория к северу от переходной зоны характеризуется отрицательной температурой поверхности, температурными инверсиями, преобладанием антициклональной циркуляции и высокой чувствительностью тепловлагообмена к прямой солнечной радиации в ясную погоду.

Дж. Кукла (Kukla, 1981a) показал, что в переходной зоне действует большое количество обратных связей, в которых важную роль играет снежный покров. Во-первых, покрытая снегом поверхность поглощает меньше радиации и охлаждает окружающий воздух. В результате снега откладывается больше и заснеженная площадь расширяется.

Во-вторых, радиационное охлаждение формирует области повышенного давления над снежным покровом, а холодный полярный воздух переносится в более низкие широты. Вдоль полярных фронтов выпадает снег, что приводит к еще большему распространению снежного покрова, и последующее атмосферное возмущение проникает дальше на юг. Такая связь действует осенью и зимой, когда поступление солнечной радиации к снегу относительно мало. Весной, когда инсоляция внутри континента велика, она меняется на обратную. Область высокого давления препятствует

дальнейшей аккумуляции, но способствует ясной погоде и высокому приходу радиации к поверхности. В результате альbedo снежной поверхности снижается, усиливается таяние и снежный покров разрушается.

В-третьих, испарение со снежного покрова увеличивает атмосферную влажность, в результате чего растёт противозлучение атмосферы, ускоряется перенос влаги и образуются облака. Они прогреваются за счёт поглощенной солнечной радиации и радиации, отраженной от снега. Когда же таяние снежного покрова происходит в условиях сильной облачности и альbedo его растёт, облака начинают охлаждаться.

В-четвертых, при обильном выпадении снега в горах граница снежного покрова опускается, окружающий район охлаждается, еще больше осадков откладывается в твердой фазе и площадь снежного покрова продолжает увеличиваться.

Условия в переходной зоне, для которой характерны перечисленные обратные связи, имеют важное значение в распространении снежного покрова. Малейшие изменения радиационного режима в этой зоне могут вызвать изменения альbedo поверхности, скорости ее прогрева и испарения. Подобные процессы, очевидно, играли важную роль при разрастании оледенения.

СОВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СНЕЖНОСТИ ЗЕМЛИ И ВОЗМОЖНЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ АНТРОПОГЕННЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ

Изменения снежности во времени можно проследить для XX столетия, когда появились регулярные наблюдения за снегом на метеорологических станциях. Анализ, выполненный Е.М. Локтионовой (1985) путем построения нормированных интегрально-разностных кривых модульных коэффициентов предельного распространения снега на территории СССР в октябре и апреле по фиксированным долготам с 35 по 70° в.д., показал различия в положении границы снежного покрова в эпохи преобладания разных типов циркуляции атмосферы.

В октябре 1919–1927 гг. отмечено более южное положение границы снежного покрова, что связано с господством западного типа циркуляции, для которой характерны обильные осадки. Наоборот, с 1929 по 1937 г. (а также с 1947 по 1957 г.) граница распространения снега сдвигалась в октябре к северу. Заметим, что первое из упомянутых десятилетий относится к эпохе аномального развития восточного типа циркуляции атмосферы, для которой характерно малое количество твердых осадков.

Граница снежного покрова в апреле занимала более северное положение в первое десятилетие и 20-е годы нашего столетия, когда в эпоху преобладания западного типа циркуляции усиливался приток тепла с океана, что ускоряло процесс таяния и схода снежного покрова. С середины 20-х и до конца 50-х годов граница распространения снега сдвигалась на юг; в этом немалую роль играла частая повторяемость восточного и меридионального типов циркуляции, при которых в весеннее время господствовал более холодный воздух.

Снежный покров на Земле в современную эпоху. С середины 60-х годов появились принципиально новые, спутниковые данные, позволившие составить более широкое представление о распространении снежного покрова.

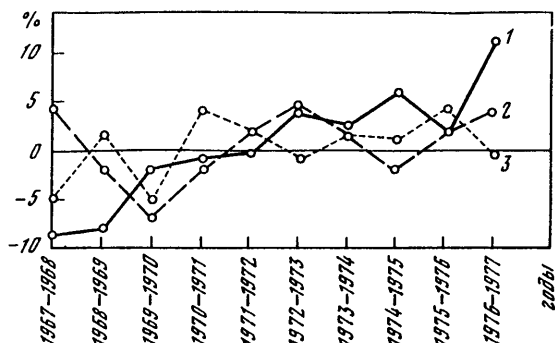


Рис. 17. Ежегодные отклонения площади снежного покрова в 1967–1977 гг. в северном полушарии в октябре (1), декабре (2) и марте (3) от средней за 10 лет

Однако сначала космические материалы не отличались особой точностью, и по ним можно было получить лишь качественную картину изменения снежности. Тем не менее уже тогда было отмечено увеличение на 12% снежности в северном полушарии в начале 70-х годов по сравнению с концом 60-х (37 млн. км² под снегом в среднем за 1968–1971 гг. и 33 млн. км² в 1972–1975 гг.). Подобные колебания могли быть связаны с изменениями температуры тропосферы и с аномалиями погоды (Kukla G., Kukla H., 1974).

Увеличение снежности северного полушария от 60-х к 70-м годам отчетливо видно на рис. 17, составленном нами по данным с американских спутников (Matson, 1977). Хотя отклонения от среднего в каждый из избранных месяцев не отличаются большой параллельностью, в целом все они демонстрируют положительные отклонения в 70-х годах, что свидетельствует об увеличении площади снежного покрова.

Обширные космические материалы позволили оценить влияние происходящих в наше время колебаний снежного и ледяного покровов на отражательную способность Земли (Kukla, Gavin, 1979). Были использованы параметризованные величины отражательной способности для разных классов концентрации морского льда, яркости снега и бесснежной суши. Этот анализ выявил увеличение в 1973–1979 гг. альбедо поверхности в северном полушарии и уменьшение — в южном (рис. 18).

В целом за последние 15 лет (1971–1985 гг.) снежность на земном шаре несколько возросла, особенно в Азии, и именно это привело к указанному изменению альбедо поверхности. Такие изменения находятся в соответствии с наблюдаемым сейчас похолоданием в северном полушарии (Борзенкова и др., 1976; Груза, Ранкова, 1979; Kukla et al., 1977). Во второй половине 70-х годов нижний слой тропосферы к северу от 65° с.ш. охладился почти на градус по сравнению с периодом 1949–1973 гг. В последнее время часто повторялись холодные и снежные зимы, за которыми следовали исключительно холодные летние сезоны.

Распространение снежного покрова в северном полушарии в первой половине 70-х годов изучено по материалам советских метеорологических спутников (Будовый и др., 1983). Приводимые на рис. 19 карты в каждый

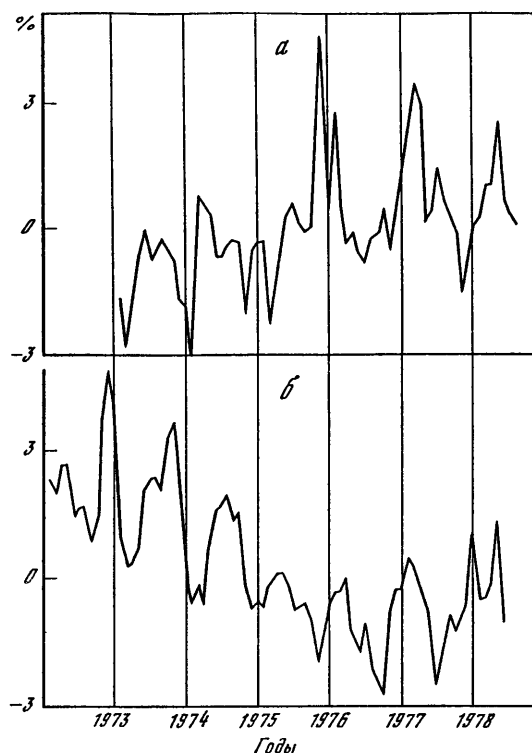


Рис. 18. Отклонения средних месячных значений альbedo поверхности для суши к северу от 30° с.ш. (а) и для океана к югу от 50° ю.ш. (б) от средней величины альbedo за 1973–1979 гг. (Kukla, 1981b)

Вертикальными линиями отмечен декабрь каждого года. В северном полушарии использованы наблюдения по июль 1979 г., а в южном — по май 1979 г.

из сезонов года показывают с точностью до 150 км положение границы снежного покрова толщиной 2,5 см, которая лежит в центре переходной зоны.

На основе этих данных вычислено изменение площади снежного покрова в течение года. Самая обширная территория северного полушария оказывается под снегом в середине февраля (90,2 млн. км²), а в конце августа снежный покров сокращается до минимума (19,2 млн. км²). Изменение площади и границы снежного покрова в течение года происходит синхронно с ходом радиационного баланса и в соответствии с сезонной эволюцией термобарического поля над северным полушарием.

Влияние антропогенных воздействий на снег. Изложенный в этой главе материал свидетельствует о большой чувствительности снежного покрова к состоянию атмосферы и особенностям ее циркуляции. Поэтому на распространение снега сильно влияют антропогенные воздействия, и прежде всего увеличенная замутненность атмосферы, возрастающий уровень двуокиси углерода и прямое загрязнение снежного покрова.

Как известно, запыленность атмосферы уменьшает поступление корот-

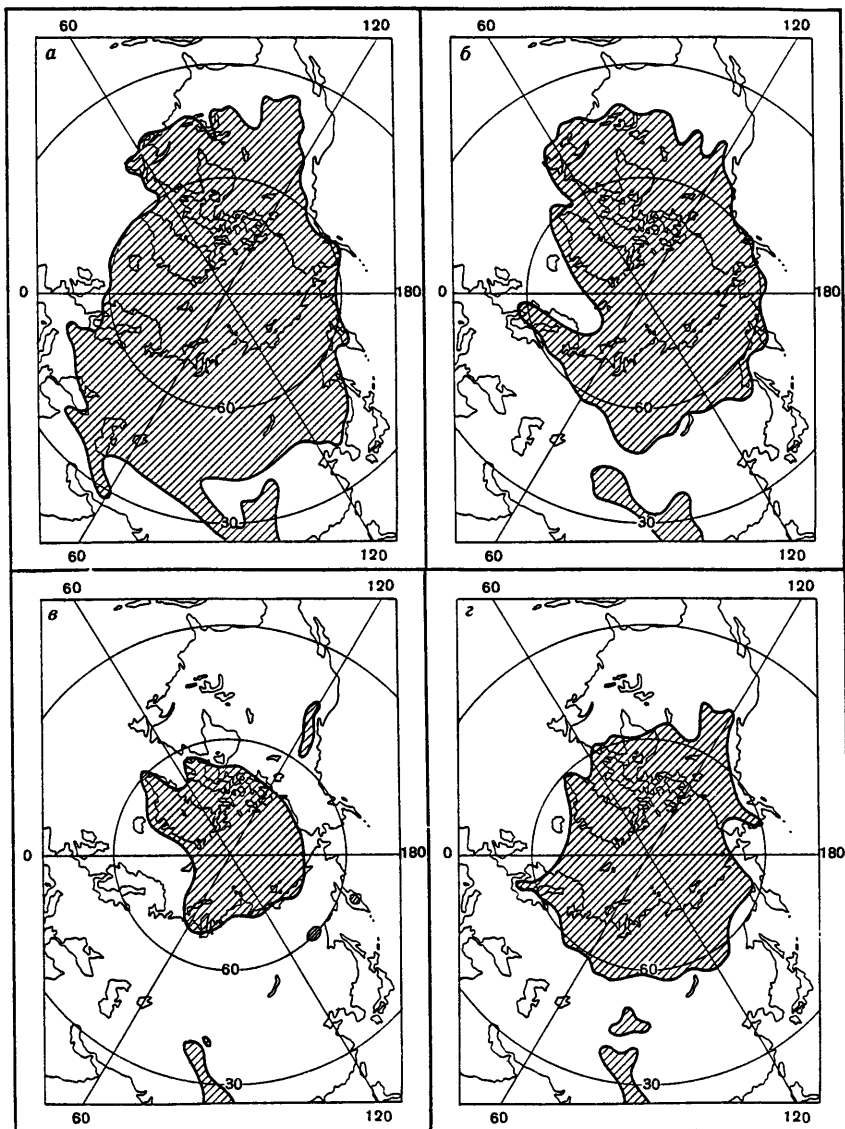


Рис 19. Распространение снежного покрова толщиной более 2,5 см в северном полушарии в среднем за 1971–1975 гг. по данным метеорологических искусственных спутников Земли (Будовый и др., 1983)

а – январь; б – апрель; в – июль; г – октябрь

коволновой радиации на поверхность Земли. Подобное сокращение потока радиации может привести к некоторой задержке снеготаяния. Общее понижение температуры, связанное с присутствием в атмосфере большого количества аэрозолей, может быстро вызвать разрастание площади снежного покрова и увеличение продолжительности его залегания. А это в свою очередь увеличивает глобальное альbedo и способствует дальнейшему похолоданию.

Значительное воздействие на поступление аэрозолей в атмосферу Земли оказывают вулканические извержения. После известного извержения вулкана Кракатау в 1883 г. рассеявшиеся в атмосфере обильные продукты извержения сильно отражали и поглощали солнечную радиацию, так что средняя температура земной поверхности понизилась на несколько градусов. Еще более сильным было извержение вулкана Тамборо в 1815 г.: выброшенный при этом извержении материал во много раз превысил количество выбросов при извержении Кракатау. Запыленность атмосферы на этот раз была исключительной, количество поступившей к поверхности солнечной радиации резко сократилось, из-за чего почти всюду в северном полушарии сезонный снег лежал до середины июня, а в августе в Западной Европе начались заморозки. Так сама природа создала модель сильного влияния замутненности атмосферы на охлаждение Земли и увеличение ее снежности.

Особенно заметно воздействие атмосферных аэрозолей на природные условия Арктики. Запыленность атмосферы здесь велика из-за большой вулканической активности в северном полушарии, существования пустынных территорий на пути воздушных масс, перемещающихся в Арктику, а также источников индустриального загрязнения, находящихся в Северной Америке и Европе. Запыленность арктической атмосферы максимальна весной — с марта по май, когда в Арктике на любом уровне тропосферы, но особенно часто в нижних 2 км, формируется постоянный слой тумана. Темно-серый зимой и почти бесцветный весной, он содержит сажу, сульфаты, свинец и многие другие загрязняющие вещества. Слой тумана существенно влияет на режим снежного покрова, хотя механизм этого процесса еще до конца не выяснен.

Сейчас в научной литературе широко обсуждается влияние на атмосферные процессы двуокиси углерода, концентрация которой быстро возрастает благодаря сжиганию минерального топлива. Ряд ученых предполагает удвоение содержания CO_2 на протяжении нескольких десятилетий, что, согласно некоторым моделям, дает увеличение средней годовой температуры Земли на 2° , причем в высоких широтах благодаря полярному усилению (см. ниже) температура может подняться намного больше. Благодаря воздействию CO_2 продолжительность залегания и площадь снежного покрова должны сильно сократиться, а это приведет к уменьшению глобального альbedo и вызовет еще большее потепление.

Б. Чодури и Дж. Кукла (Choudhury, Kukla, 1979) подчеркивают необходимость принять во внимание, что двуокись углерода способствует уменьшению радиации в близком инфракрасном диапазоне, проникающей внутрь снежного покрова. Этот вид радиации служит источником метаморфизма снега и прогревания снежной толщи, так что при его уменьшении (если нет компенсации за счет направленного вниз длинноволнового

потока) снежная поверхность может охлаждаться. Правда, указанные авторы не вычислили потоки длинноволновой радиации из-за сложности расчетов в условиях сильных температурных инверсий, господствующих весной в Арктике. Поэтому общее влияние увеличения количества CO_2 в атмосфере на снежный покров в полярных широтах остается невыясненным.

Содержание двуокиси углерода в воздухе изменяется в течение года, достигая максимума в апреле и мае, когда газовые продукты от сгорания топлива поступают в арктическую атмосферу в наибольшем количестве, а вегетация растительности, которая могла бы усваивать хотя бы часть углекислоты, еще не началась.

Таким образом, именно апрель и май – наиболее важные месяцы в сезонном развитии снежного покрова северного полушария. В эти месяцы происходит интенсивный метаморфизм снега, усиливаются таяние снега и испарение с поверхности, большие колебания испытывает альbedo поверхности в переходной зоне, максимальной концентрации в атмосфере достигают арктические аэрозоли и двуокись углерода. В эти же месяцы на режиме снежного покрова наиболее зримо сказывается загрязнение его поверхности.

Загрязненный с поверхности снег имеет гораздо меньшее альbedo по сравнению с чистым снегом и, поглощая большее количество коротковолновой радиации, быстрее прогревается и тает. Пятна мокрого снега становятся эффективными поглотителями коротковолновой радиации и ускоряют распад соседних снежных пространств. Так, на космических снимках в подобных местах хорошо просматриваются крупные проталины в снежном покрове хр. Брукса на Аляске в апреле и начале мая, т.е. задолго до перехода температуры через 0° (Holmgren et al., 1975). На снимках со спутников также можно заметить быстрое таяние снега вдоль дорог и около нефтяных баз в районе зал. Прудхо на Аляске или многокилометровое пятно загрязненного снега в районе Воркуты, таивающее на неделю, а то и на месяц раньше окружающего снежного покрова (Котляков и др., 1981а).

Все изложенное выше свидетельствует о большой чувствительности глобального снежного покрова к значительным изменениям в составе атмосферы и ее циркуляции, и об этом следует помнить при оценке любых антропогенных воздействий на окружающую среду.

РОЛЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ЛЕДНИКОВО-МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ЦИКЛАХ

К настоящему времени получен ряд доказательств того, что снежный покров играет важную роль в формировании и развитии ледников и в существовании оледенения в целом. Холодные и снежные периоды должны предварять и сопровождать ледниковые эпохи. В механизме возникновения и деградации оледенений роль снежного покрова и свойственных ему обратных связей была очень велика. Любое продолжительное глобальное похолодание приводит к росту площадей и продолжительности залегания снежного покрова, тем самым увеличивает глобальное альbedo и способствует дальнейшему похолоданию. И наоборот, если произойдет сокраще-

ние снежного покрова на Земле, глобальное альbedo уменьшится, вызывая еще большее потепление.

Численное моделирование энергетического баланса Земли свидетельствует о значительной чувствительности суши, покрытой снегом, к солнечной постоянной. Понижение на 4% солнечной постоянной в одной из климатических моделей (Wetherald, Manabe, 1975) сдвигает зону максимальных твердых осадков с 70° с.ш., которую она занимает в современных условиях, до 50° с.ш., а пик снегонакопления — с 72 до 55° с.ш.

По современным представлениям, зарождение покровных оледенений начиналось с увеличения площадей снежного покрова и морских льдов в высокоширотных районах, причем в определенных синоптических условиях устанавливалась положительная обратная связь с атмосферными осадками, т.е. усиливались снегопады. Благодаря существованию снега на суше и морских льдов высокие широты особенно чувствительны к климатическим изменениям, что доказывается многими моделями (Sea level..., 1981). Имеется несколько причин сильной реакции снега и льда на изменения климата в высоких широтах (Гросвальд, Котляков, 1983).

Во-первых, существует эффект так называемого полярного усиления, благодаря которому фактическое похолодание в высоких широтах может в 4–5 раз превысить среднеглобальное. Во-вторых, снижение климатической снеговой линии в полярных районах приводит к обширному росту площадей снежного покрова и морских льдов, что резко повышает альbedo этих территорий и, как следствие, усиливает начальное похолодание (Захаров, 1976; Lockwood, 1980). В-третьих, существует положительная обратная связь между усилением ледовитости и снежности полярных областей и ростом твердых атмосферных осадков: над заснеженными равнинами возникают холодные барические ложбины, по которым происходят вторжения циклонов (Williams, 1978). К этому следует добавить, что вблизи очагов полярного оледенения находятся океанские акватории, которые все еще остаются теплыми и служат источниками обильного питания растущих ледников, а адвекция теплых атлантических вод в Арктику при понижении температуры воздуха сокращается, что способствует увеличению толщины и площади морских льдов.

Все эти причины, действующие одновременно, приводят к тому, что в высоких широтах даже небольшие похолодания продолжительностью в несколько десятилетий приводят в действие труднообратимые механизмы совместного разрастания ледников, морских льдов и снежного покрова.

Зимний снежный покров в плейстоцене несомненно занимал в северном полушарии гораздо большие площади и на суше, и на море. По оценке Х. Лэма (Lamb, 1964), в четвертичный период снег покрывал до 35% площади северного полушария и 24% — южного, тогда как соответствующие цифры для нашей эпохи равны 25 и 14%. По гипотезе Х. Лэма (Lamb, 1955), высокое альbedo снежного покрова над обширными территориями, покрытыми снегом длительное время, способствует тропосферным похолоданиям. Они, в свою очередь, приводят к формированию барической ложбины в высотной циркуляции атмосферы. Такой характер потоков ведет к преобладанию более низких температур над обширными заснеженными территориями, задержке таяния и росту твердых осадков на восточных и юго-восточных окраинах этих областей.

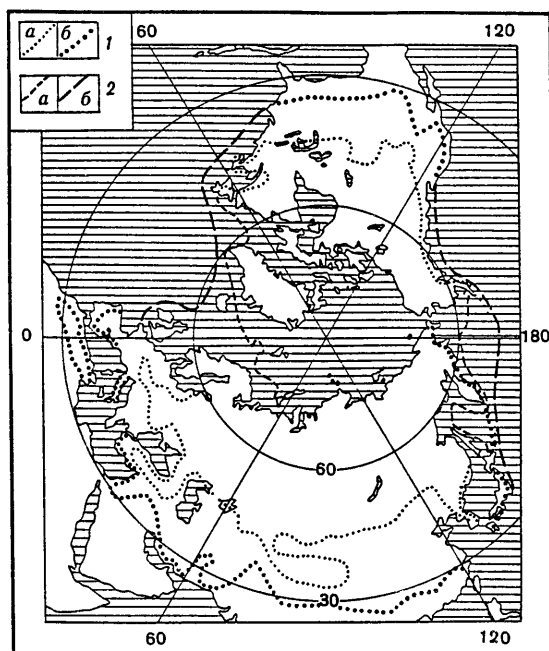


Рис. 20. Распространение сезонного снежного покрова на суше (1) и на морских льдах (2) в январе 1980 г. (а) и зимой в последнюю ледниковую эпоху 18 тыс. лет назад (б)

Так, по-видимому, формировался Лаврентийский ледниковый покров, который начал расти на плато в восточной части Канадского Арктического архипелага, к северу и востоку от Гудзонова залива (Flohn, 1974; Andrews, Barry, 1978). Для начального импульса снежный покров в этом районе должен был существовать круглый год. Так, по крайней мере, следует из численной модели атмосферной циркуляции Дж. Уильямса (Williams, 1975), по которой в эпоху последнего оледенения области абляции ледников должны были в июле покрываться снегом. На востоке Канадского Арктического архипелага в какой-то момент установилась обратная положительная связь: снежная поверхность с высоким альбедо → тропосферное охлаждение → холодная барическая ложбина наверху → увеличение твердых осадков → рост ледников. Увеличился температурный градиент между относительно теплым океаном и холодной сушей, и это позволило циклоническим системам двигаться вдоль восточного побережья Северной Америки.

Аналогичными были условия разрастания Скандинавского ледникового покрова. И здесь источник осадков располагался в Атлантике, Северный Ледовитый океан в позднем плейстоцене был целиком покрыт льдом, и летнего таяния здесь, вероятнее всего, не было.

К сожалению, детальные реконструкции снежного покрова северного полушария в позднем плейстоцене до сих пор отсутствуют. Можно представить лишь небольшую схематическую карту, приводимую Дж. Куклой

(Kukla, 1981 b), которая базируется на корреляции современного снежного покрова со средней годовой температурой воздуха у поверхности и реконструкции прошлой средней годовой температуры (рис. 20). Различия с современностью в распространении снежного покрова в Евразии были больше, чем в Северной Америке. Толщина сезонного снежного покрова была, вероятно, относительно больше в Америке и Европе, чем в Азии. На это указывают многочисленные следы плейстоценовой мерзлоты в Азии, более редкие ее следы в Европе и почти полное отсутствие в Америке (Woldstedt, 1954). Хорошо известно, что формированию мерзлоты в холодных условиях препятствует главным образом мощный снежный покров.

При переходе от ледниковой эпохи к межледниковью снова включаются в действие присущие снежному покрову обратные связи, ускоряющие его разрушение. С увеличением поступающей солнечной энергии и конвективного тепла ускоряются таяние и сход снежного покрова, что через изменение альбедо ведет к созданию более благоприятных для таяния снега условий.

Таким образом, в глобальной климатической системе снежный покров олицетворяет и причину, и следствие. Он представляет собой результат циркуляции атмосферы, но в свою очередь и сам вносит в нее изменения. Самые небольшие изменения в средней поверхностной температуре Земли снежный покров усиливает действием обратной связи между распространением снега и планетарным альбедо. Глобальную климатическую роль снежного покрова трудно отделить от влияния на климат материковых ледниковых покровов; следует помнить, что ледниковые периоды на Земле были всегда и периодами повышенной снежности.

ДАЛЬНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ И ВОЗМОЖНОСТИ КРУПНОМАСШТАБНОГО ИЗУЧЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Задачи крупномасштабного изучения снежного покрова возникли всего 15–20 лет назад, и лишь десятилетие прошло с тех пор, как снежный покров стали включать в климатические модели. Однако уровень этих моделей еще не позволяет использовать в них еле уловимые обратные связи, обуславливающие развитие снежного покрова. Сейчас в большинстве климатических моделей снежные условия автоматически объясняются температурами воздуха ниже нуля, а дождь или снеготаяние — положительными температурами. Температуру воздуха считают следствием в основном радиационного баланса, что далеко от реального течения процессов при наличии снежного покрова.

Очевидно, в моделях климата подлежат учету следующие важнейшие характеристики снежности территории (Котляков, Кренке, 1982а): 1) площадь распространения снега; 2) альбедо снежного покрова, покрывающего или не покрывающего каменные россыпи и растительность; 3) шероховатость открытой и залесенной снежной поверхности; 4) продолжительность залегания снежного покрова и даты его установления и схода; 5) толщина и масса снежного покрова; 6) даты начала, конца и продолжительность таяния снежного покрова.

Для определения крупномасштабных эффектов снежного покрова необходимо измерять следующие параметры: распространение снега, его толщину и снегозапасы, температуру и влажность воздуха, а также альбедо поверхности. Большую часть перечисленных параметров до сих пор получают путем наземных измерений. На метеорологических станциях регулярно измеряют время залегания, толщину снега и снегозапасы и очень редко — альбедо снежного покрова. Температура поверхности измеряется, как правило, некорректно из-за радиационного нагрева термометров, поэтому трудно установить продолжительность снеготаяния. При маршрутных снегосъемках раз в месяц или в декаду определяют толщину снега и снегозапасы. Комбинация стационарных и маршрутных наблюдений не обеспечивает репрезентативных данных о площади снежного покрова и тем более о положении фронта, тыла и площади снеготаяния.

В последние годы в дополнение к наземным все большее распространение получают дистанционные наблюдения за снежным покровом. В горах Средней Азии популярны дистанционные снегосъемки с вертолета, в Скандинавских странах, СССР и США применяются самолетные гамма-съемки снежного покрова, которые, однако, не имеют достаточной точности при неустойчивом снежном покрове и в сильно пересеченном рельефе.

Качественно новые данные о снежном покрове приносит космическая информация. По снимкам со спутников, а иногда и с самолетов дешифрируются границы установления и схода снежного покрова, степень покрытия территории снегом, площади одновременного снеготаяния (съемки в ближнем инфракрасном диапазоне). Мелкомасштабный обзор крупных территорий нашей планеты обеспечивают метеорологические спутники систем "NOAA" и "Метеор", хотя разрешающая способность их низка — соответственно 3 и 1,5 км. В США публикуются еженедельные карты снежного покрова для северного полушария, построенные по видимым и инфракрасным космическим снимкам с метеорологических спутников. По этим картам можно представить себе лишь качественную картину распространения снега и его альбедо по трехбалльной шкале. Составлению названных карт сильно мешает облачность на снимках.

Информацию независимо от погоды позволяет получить микроволновая радиометрия; в опытным порядке уже делаются оценки толщины снега, снегозапасов и влажности. Пассивные микроволновые сенсоры на спутниках серии "Нимбус" показывают наличие снежного покрова, дают примерную оценку его толщины и снегозапасов и характер процессов таяния—замерзания. Большие возможности связаны с комплексом микроволновых измерений, но для их интерпретации предстоит еще изучить, как ведут себя в микроволновом диапазоне такие свойства снега, как температура, влажность, структура и размер кристаллов. Следует также подчеркнуть, что всякие дистанционные измерения требуют хорошего наземного контроля, который пока как следует не налажен.

Весьма перспективен разработанный в СССР метод теплового проявления снегозапасов (Котляков и др., 1981б), позволяющий вести расчет снегозапасов на основе наблюдений за положением границы сезонного снега, в том числе по космическим снимкам, и минимальной режимной информации о снежном покрове. Применение этого метода в глобальном масштабе станет возможным после получения со спутников регулярных

данных о положении границы сезонного снега и фронта снеготаяния по видимым и ближним инфракрасным изображениям. Для оценки снеготазпасов важно внедрение в оперативную практику метода активной и пассивной радиолокации снежного покрова. Необходимо также развивать дистанционные измерения излучения в разных диапазонах волн для определения температуры, альбедо, шероховатости снежного покрова.

Перечислим теперь главные задачи в использовании дистанционной информации о снежном покрове на основе последних разработок, произведенных в СССР, США и Рабочей группой по крупномасштабным исследованиям снежного покрова Комиссии снега и льда МГГС (Котляков, Кренке, 1982а; Radok, 1978; Kukla, 1981b; Rango, 1985):

1) разработка методов дистанционного распознавания снежного покрова сквозь облачность;

2) использование спутниковых сенсоров видимого и микроволнового диапазона для картографирования снежного покрова;

3) организация на крупных площадях мониторинга толщины снежного покрова, снеготазпасов, влажности и альбедо;

4) отбор сенсоров, наилучших для мониторинга снежного покрова, особенно со спутников, и разработка алгоритмов для выделения полезной информации из этих измерений;

5) развитие техники для совмещения авиа- и космических измерений с помощью дистанционных датчиков и стационарных наземных наблюдений;

6) разработка методов измерений свойств снега в естественных, но сложных условиях – в лесах, расчлененном рельефе и др.;

7) выполнение большого комплекса наблюдений для оценки влияния снежного покрова на климат с целью определения роли снежного покрова как предиктора состояния климата, что требует организации обширного комплекса наблюдений, в который входит:

а) изучение колебаний альбедо поверхности как функции прихода коротковолновой радиации, ее углового и спектрального распределения, передачи наверх водяных паров, облачности, аэрозолей, структуры растительного покрытия, частоты и интенсивности снегопадов;

б) исследование колебаний скорости испарения с поверхности как функции поступления радиации к грунту, ее углового и спектрального распределения, облачности, аэрозолей и других метеорологических особенностей;

в) исследование изменчивости снеготаяния как функции инсоляции и различий атмосферных процессов;

г) наблюдения за частотой и изменчивостью осадков, а также снеготазплением как функцией прихода солнечной энергии, полей альбедо поверхности и различий метеорологических элементов.

Выполнение этого обширного перечня наблюдений требует быстрого развития дистанционных методов и дальнейшего совершенствования наземной сети при максимальной автоматизации наблюдений и их обработки. Решение перечисленных задач позволит окончательно перевести исследования снежного покрова на принципиально новый уровень – перейти от качественных схем процессов к их количественной интерпретации.

МОРСКИЕ ЛЬДЫ И КЛИМАТ

Образование морских льдов в Северном Ледовитом океане в плейстоцене, явившееся результатом предшествовавшего направленного охлаждения земной поверхности, по своему климатическому значению приравнивается иногда к формированию Антарктического ледникового покрова. Во всяком случае, их воздействие на природную среду северного полушария в ряде случаев можно сравнить с тем воздействием, какое в южном полушарии оказало оледенение Антарктиды. Произошло понижение температуры атмосферы, особенно сильное в полярной области и в умеренных широтах, в связи с чем фауна и флора претерпели здесь серьезные изменения. Увеличились термические контрасты между полюсом и экватором, что привело к усилению зональных переносов в атмосфере и связанных с ними переносов влаги с океана на континенты. В Арктике над льдами сформировались арктические холодные воздушные массы с большими горизонтальными градиентами основных метеорологических элементов на границе с морским полярным воздухом. Ядро арктической воздушной массы, выраженное в поле барика областью повышенного давления к северу от Канадского Арктического архипелага и Аляски, возбуждало антициклонический дрейф поверхностных вод и льдов в западной части Арктического бассейна.

Эти и некоторые другие черты нового климатического режима, обязанные своим возникновением образованию морских льдов, в дальнейшем усиливались или ослабевали в зависимости от развития последних в северном полушарии, но уже не исчезали. Данные о состоянии морских льдов в геологическом прошлом, в историческое время и в современный период свидетельствуют, с одной стороны, об их постоянном присутствии на протяжении последних 0,7 млн. лет, а с другой — о весьма сильных временных изменениях в их географическом распространении. Естественно, что эти изменения не могли не оказать существенного влияния на состояние атмосферы, на климат Земли.

Каковы же физические причины воздействия, оказываемого морскими льдами на климатические условия, которые приводят к сильной временной изменчивости их состояния? Казалось бы, ответ на этот вопрос давно найден. Мысль о том, что термические условия в атмосфере являются причиной соответствующих изменений в развитии морского ледяного покрова, стала настолько привычной, что воспринимается сегодня как единственно правильная. Кажется очевидным, например, что чем ниже температура воздуха в зимний период, тем больше должна быть площадь морских льдов, и наоборот. Что касается роли льдов, то ее ограничивают эффектом положительной обратной связи, т.е. ответным воздействием льдов на атмосферу в процессе изменения их горизонтальных размеров под влиянием изменения климата.

Между тем имеются факты, которые указывают на более сложный характер взаимодействия между климатом и морскими льдами. Отражением такого характера отношений может служить, в частности, бросающееся в глаза характерное для нашего времени несоответствие между рас-

пределением льдов зимой в северном полушарии и термическими условиями в атмосфере. Горизонтальные размеры арктического покрова морских льдов оказываются значительно меньше тех, какими они могли бы быть в условиях господствующего сейчас термического режима. Изотерма -2° в приводном слое атмосферы, соответствующая температуре замерзания морской воды, в ряде районов располагается на сотни километров южнее границы льда. Другим примером этого несоответствия может служить также факт нарушения закона широтной зональности в распространении морских льдов. В одних районах северного полушария они образуются вплоть до субтропиков, в других их почти нет и на 80-й параллели.

СОВРЕМЕННЫЕ МОРСКИЕ ЛЬДЫ

По причинам климатического характера морские льды концентрируются преимущественно в полярных районах Мирового океана. Их средняя годовая площадь составляет почти 26 млн. км², из которых чуть меньше половины приходится на северное полушарие (табл. 8). Однако в течение года площади, занятые льдами, очень сильно изменяются. Экстремальных значений они достигают в сентябре и в феврале-марте. Для северного полушария эти значения равны соответственно 8,0 и 16,1 млн. км², для южного — 20,0 и 5,0 млн. км². При этом амплитуда сезонных изменений площади антарктических льдов в 1,8 раза больше, чем льдов арктических. Это обстоятельство можно рассматривать как подтверждение значительно меньшей устойчивости морских южнополярных льдов к сезонным изменениям притока солнечной радиации.

Различия между ними на этом, однако, не кончаются. Если в северном полушарии льды занимают приполюсную область, то в южном они опоясывают Антарктический континент по всему его периметру. Внешняя граница антарктических льдов во все времена года ориентирована в основном в широтном направлении. В северном полушарии морские льды, наоборот, характеризуются значительной меридиональной протяженностью. В холодную часть года они распространяются в ряде районов далеко за пределы Северного Ледовитого океана. В Атлантике льды встречаются вплоть до параллели 46° с.ш., а в Тихом океане — еще южнее, до 43° с.ш. Замерзание бухт и заливов вдоль азиатского побережья происходит почти до 37° с.ш. Зимой льды — обычное явление в Балтийском, Азовском, Каспийском, Аральском и даже Черном морях. В то же время их нет на большей части Северо-Европейского бассейна (моря Норвежское, Гренландское и Баренцево), т.е. в пределах самой Арктики. По меридиану 5° в.д. можно по чистой воде подняться до параллели 80° с.ш. в самый разгар зимы. Все эти факты свидетельствуют о серьезных нарушениях закона широтной зональности в распространении морских льдов в северном полушарии.

Важными характеристиками морских льдов являются возраст и плотность, от которых зависят интенсивность энерго- и массообмена между океаном и атмосферой в высоких широтах. В возрастном отношении морские ледяные покровы представляют смесь льдов разного времени образования — от ниласа до многолетнего. Количество этих льдов — величина переменная как во времени, так и в пространстве.

Таблица 8
Площадь распространения, сплоченность, толщина
и масса морских льдов в Мировом океане

Характеристика морских льдов		I	II	III	IV
Северное полушарие	Площадь, 10^6 км ²	14,9	15,9	16,1	15,5
	Сплоченность, баллы	9,7	9,8	9,8	9,7
	Толщина, м	1,9	2,0	2,2	2,5
	Масса, 10^{18} г	24,6	28,2	31,0	32,5
Южное полушарие	Площадь, 10^6 км ²	7,9	5,0	5,8	8,2
	Сплоченность, баллы	6,1	6,0	6,0	6,9
	Толщина, м	0,9	0,9	0,6	0,6
	Масса, 10^{18} г	3,2	2,0	2,6	3,0
Мировой океан	Площадь, 10^6 км ²	22,8	20,9	21,9	23,7
	Сплоченность, баллы	8,0	8,6	8,8	8,9
	Толщина, м	1,9	1,9	2,0	1,9
	Масса, 10^{18} г	27,8	30,2	33,6	35,5

Наиболее консервативной частью арктического морского ледяного покрова являются льды многолетние и двухлетние, концентрирующиеся преимущественно в центральных районах Северного Ледовитого океана. Это ядро ледяной полярной шапки северного полушария. Его средняя многолетняя площадь без учета пространств чистой воды среди льдов составляет 6,8 млн. км². С внешней стороны ядра располагаются льды однолетние. Среди остаточных льдов их образование начинается уже в сентябре. В октябре они распространяются на районы чистой воды и в дальнейшем от месяца к месяцу сдвигаются все дальше к югу, формируя широкий пояс однолетних льдов. В марте площадь этих льдов уже превосходит площадь, занятую старыми льдами. На границе с чистой водой однолетние льды сменяются более молодыми. Так как нарастание последних происходит весьма интенсивно, молодые льды тяготеют к краям полярной шапки, окаймляя ее по всему периметру.

Антарктические льды являются преимущественно однолетними. Суммарная площадь многолетних льдов едва составляет здесь 0,02 млн. км², а двухлетних — 2,4 млн. км². Располагаются они вблизи Антарктического континента. Севернее их сменяют однолетние льды, которые на границе с чистой водой переходят в льды молодые. Можно сказать, что главной особенностью распределения морских льдов по возрасту является их постепенное омоложение от центра массива к его краям в северном полушарии и от берегов Антарктиды к внешней границе морских льдов в южном полушарии.

Различия между арктическими и антарктическими льдами распространяются и на их сплоченность. Ледяной покров северного полушария представляет собой обширную область сплоченных льдов, окруженную узкой разреженной периферией. В течение года ширина этой периферии

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
13,9	12,4	10,9	8,8	8,0	10,0	12,1	13,3	12,6
9,6	9,4	8,9	8,8	8,5	9,1	9,6	9,7	9,6
2,7	2,8	2,7	2,8	2,6	2,0	1,7	1,8	2,3
31,9	29,1	23,4	17,9	15,4	15,8	17,6	20,9	24,0
11,5	14,2	17,2	18,9	20,0	19,4	17,8	13,0	13,3
7,2	7,6	7,7	7,7	7,6	7,5	6,8	6,0	7,2
0,6	0,6	0,8	1,0	1,1	1,3	1,3	1,3	0,9
4,6	7,4	10,1	13,3	15,5	17,2	13,9	8,4	8,4
25,4	26,6	28,1	27,7	28,0	29,4	29,9	26,3	25,9
8,6	9,0	8,5	8,1	8,0	8,1	7,9	7,4	8,3
1,9	1,7	1,6	1,6	1,6	1,5	1,7	1,7	1,7
36,5	36,5	33,5	31,2	30,9	33,0	31,5	29,3	32,4

изменяется, увеличиваясь летом и сокращаясь зимой. Однако общая картина распределения льда по сплоченности от этого изменяется мало: на небольшом расстоянии от кромки сплоченность увеличивается от 1–2 до 9–10 баллов и в дальнейшем остается практически неизменной. Средняя же сплоченность льдов, окружающих Антарктиду, составляет 7,2 балла. Следствием этого являются более высокая теплоотдача из океана в атмосферу в холодную часть года и более высокие темпы очищения в теплое время в Южном океане по сравнению с Северным Ледовитым.

Очень важная характеристика морских льдов — также их толщина. Среднее годовое значение ее для северного полушария — около 2,3 м, для южного примерно в 2,5 раза меньше — 0,9 м. В сущности, морские льды — это тонкие пленки на поверхности океана. Отсюда их высокая чувствительность к изменениям других физических элементов климатической системы.

Климатические тренды ледовитости. Морские льды испытывают значительные временные изменения. Наиболее важными из них являются изменения площади их распространения, так как именно они в основном определяют колебания глобального альбеда, влияют на энергетический баланс атмосферы и ее тепловое состояние. Поэтому крайне важно знать, какие изменения с течением времени происходят в распространении морских льдов и какое воздействие оказывают эти изменения на климат нашей планеты. По общему признанию, это воздействие весьма ощутимо. Не случайно, что ряд проектов коренного изменения климата северного полушария основан на уничтожении морских арктических льдов.

Наблюдения за морскими льдами в глобальном масштабе стали проводиться со второй половины 1960-х годов, когда на полярную орбиту были выведены метеорологические искусственные спутники Земли. Однако

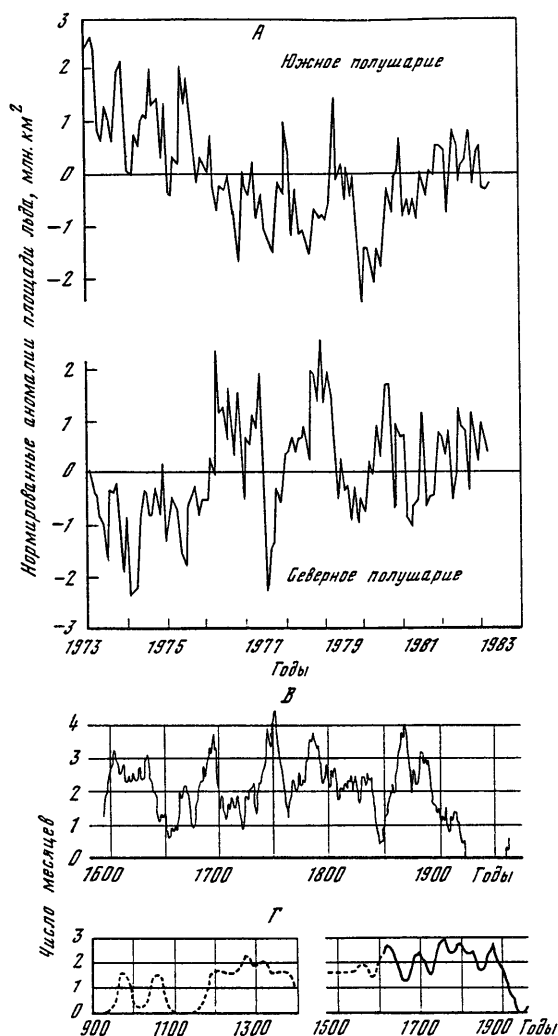
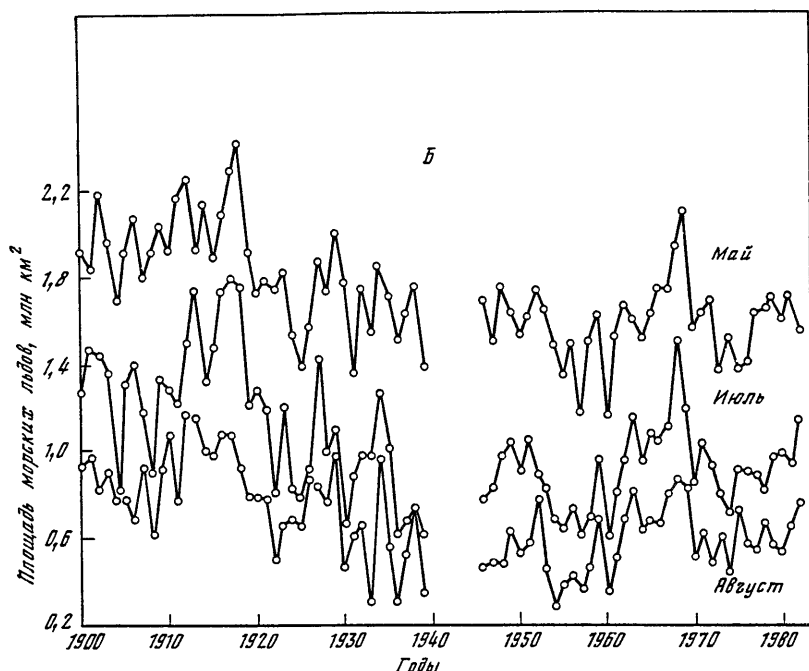


Рис. 21. Индексы ледовых условий в северном и южном полушариях

А — аномалии площади морских льдов по спутниковым данным (Report of the meeting..., 1983); Б — площади льдов в мае, июле и августе в Северо-Европейском бассейне; В — 10-летняя скользящая средняя продолжительность ледового сезона у берегов Исландии (Bergthórsson, 1969); Г — 30-летняя скользящая средняя продолжительность ледового сезона у берегов Исландии (Bergthórsson, 1969)

регулярный характер они приобрели с 1973 г., когда на этих спутниках была установлена аппаратура, позволяющая вести наблюдения за льдами независимо от облачности и условий освещенности. Эти наблюдения составили наиболее ценную часть архива ледовых данных и позволили получить первое ясное представление о поведении морских ледяных покровов в обоих полушариях одновременно.



Данные о льдах за период, предшествовавший спутниковым наблюдениям, получены в результате наблюдений с самолетов, судов и береговых станций. Они носят региональный характер и практически целиком относятся к нынешнему столетию; качество этих данных неравноценно.

Широкое использование авиации для наблюдений за льдами к северу от побережья Сибири началось в самом конце 30-х годов, а в североамериканских арктических водах — с середины 50-х годов. До этого времени источником сведений о льдах в Арктике служили наблюдения не многочисленных станций, а главным образом промысловых, транспортных и экспедиционных судов. Данные, собранные ими и в основном относящиеся к апрелю—августу, были систематизированы и обобщены в виде месячных карт ледовой обстановки Датским метеорологическим институтом и послужили фактической основой наших представлений о ледовой обстановке в Гренландском и Баренцевом морях в первые четыре десятилетия XX в.

За пределами текущего века наблюдения за льдами с судов были более редкими, составить на их основе более или менее полную картину о распределении льдов даже в североευропейском регионе не представляется возможным. При этом чем дальше удаляемся мы от нашего времени, тем все более отрывочными становятся судовые наблюдения и менее ясными знания о льдах в Арктике. Естественно, что большой интерес приобретают любые данные, которые могут пролить свет на условия в прошлом. Поэтому данные о продолжительности ледового сезона в исландских водах на протяжении целой тысячи лет, реконструированные на основе историче-

ских документов Т. Торордсенон, Л. Кохом и Р. Бергторссоном, представляют исключительную научную ценность. Удовлетворительное согласие ледового индекса с вариациями O^{18}/O^{16} в Кемп Сенчури (Гренландия), удаленном от Исландии на 2 тыс. км, и с ходом температуры в центральной Англии свидетельствует еще и о том, что этот индекс отражает главные особенности климатических изменений в обширном географическом регионе.

На рис. 21 приведены кривые, характеризующие изменение ледовых условий в полярных районах обоих полушарий в различных временных масштабах. Они позволяют сделать следующие заключения.

Как и другие элементы природной среды, морские льды находятся в состоянии непрерывного развития. Это развитие, одним из проявлений которого являются изменения площади их распространения, происходит сложно и имеет временные масштабы от нескольких дней до 10^5 лет. Наиболее важные среди них — колебания сезонные и ледниково-межледниковые. Кроме них, имеют место вариации хотя и меньшие по амплитуде, но существенные по своим климатическим последствиям. Это вариации многолетние, вековые и многовековые, представление о которых дают кривые, воспроизведенные на рисунке.

Наиболее изучены из них многолетние колебания, происходившие в текущем столетии. Как известно, за время, истекшее с начала века, в атмосфере Земли произошли два крупных климатических колебания: потепление, которое закончилось в 40-е годы, и последовавшее за ним похолодание. Кривые ледовитости, относящиеся к Гренландскому и Баренцеву морям, позволяют судить о масштабе этих явлений в североευропейском регионе. Что касается Северного Ледовитого океана в целом, то, согласно ориентировочной оценке В.Ю. Визе (1944), площадь льдов во второй половине августа сократилась в нем за время потепления примерно на 1 млн. км². Последовавшее в 50-е и 60-е годы разрастание ледяного покрова привело к увеличению его площади на 0,8 млн. км² (Захаров, 1981). Хотя в 70-е годы произошло некоторое сокращение площади, ледовитость все эти годы сохранялась повышенной по сравнению с ее уровнем в кульминационный момент потепления.

Следует отметить, что временные изменения площади льда служат неплохим показателем изменения ледовых условий вообще. Анализ этих условий к северу от побережья Сибири показал, что с 1946 г. параллельно с развитием похолодания в атмосфере происходили заметные изменения ледовитости. Эти изменения выразились в более раннем образовании льдов осенью в большинстве пунктов арктического побережья и в открытом море, более раннем становлении припая, в увеличении толщины льда, замедлении его дрейфа, ослаблении ледообмена окраинных морей с Арктическим бассейном, увеличении ледовитости летом, сдвиге границы многолетних льдов в южном направлении, т. е. в ухудшении ледовых условий. При этом оказалось, что наиболее значительные изменения произошли в крайней западной части исследуемого района — в Карском море. В ряде пунктов этого моря сроки начала устойчивого льдообразования в 60-е годы на 25–30 суток оказались более ранними, чем в 1941–1945 гг. Продолжительность существования припая увеличилась на месяц, а его толщина — на 10–15%. Возросла сплоченность льда в летнее время (Захаров, 1976).

Приведенные выше факты о реакции морских льдов на изменения в климатической системе свидетельствуют прежде всего об их высокой чувствительности. Ни один другой элемент этой системы, за исключением снега, не испытывает таких значительных изменений во времени. Поэтому учет морских льдов является необходимым условием жизненности климатических моделей.

Льды и термические условия в атмосфере. На тесную связь между климатическими условиями и распространением морских льдов, по-видимому, впервые обратил внимание Т. Торордсен в 1917 г. На многочисленных примерах из исторического прошлого Исландии он показал, что появление льдов у северного и восточного побережий этого острова приводило к понижению температуры воздуха, увеличению числа снегопадов и туманов. Так как развитие растительности, в том числе кормовых трав, в значительной мере определяется погодными условиями, то появление и длительная задержка льдов у берегов острова приводили в конечном счете к массовой гибели скота и голоду среди населения.

Количественная оценка связи между ледовыми условиями в районе Исландии и термическими условиями в атмосфере уже в наши дни была выполнена П. Бергторссоном (Bergthórsson, 1969). В качестве показателя термических условий он использовал среднюю годовую температуру воздуха на двух станциях, а ледового показателя — продолжительность ледового сезона у исландских берегов. Коэффициент корреляции, характеризующий тесноту связи между ними в течение 1845–1919 гг., составил $-0,68$. Основываясь на этом, П. Бергторссон реконструировал температуру воздуха в Исландии начиная с 1591 г., используя зафиксированные в исторических документах данные о ледовых условиях. Результаты этой реконструкции представлены на рис. 22 в виде десятилетней скользящей средней температуры воздуха. На этой же основе оказалось возможным восстановить температуру за еще более ранний временной интервал (930–1591 гг.) и, таким образом, составить вполне достоверную картину изменений термических условий на протяжении последней тысячи лет. Как уже отмечалось, сравнение восстановленной температуры с соотношением изотопов кислорода $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в ледяном керне, взятом в Кемп Сенчури, и с ходом температуры в центральной Англии показало, что данные по Исландии позволяют судить о климатических колебаниях не только вблизи этого острова, но и в более обширном географическом регионе.

Является ли зависимость, установленная между состоянием морских льдов и температурой атмосферы в районе Исландии, справедливой в других пространственных масштабах? Чтобы получить ясность в этом вопросе, нами были рассчитаны коэффициенты корреляции между средними годовыми площадями льдов в Северо-Европейском бассейне (моря Норвежское, Гренландское, Баренцево и Белое) и приземной температурой во внетропической части северного полушария. Построенная по этим данным карта изокоррелят приведена на рис. 22. Расчет коэффициентов произведен для более чем 200 пунктов наблюдений; продолжительность рядов — 30 лет, временной интервал — 1946–1975 гг.

Из рис. 22 видно, что область с отрицательной корреляционной связью включает Северную Атлантику, часть Западной Европы, всю Европейскую часть СССР, Западную Сибирь и приатлантическую Арктику. Ядро кор-

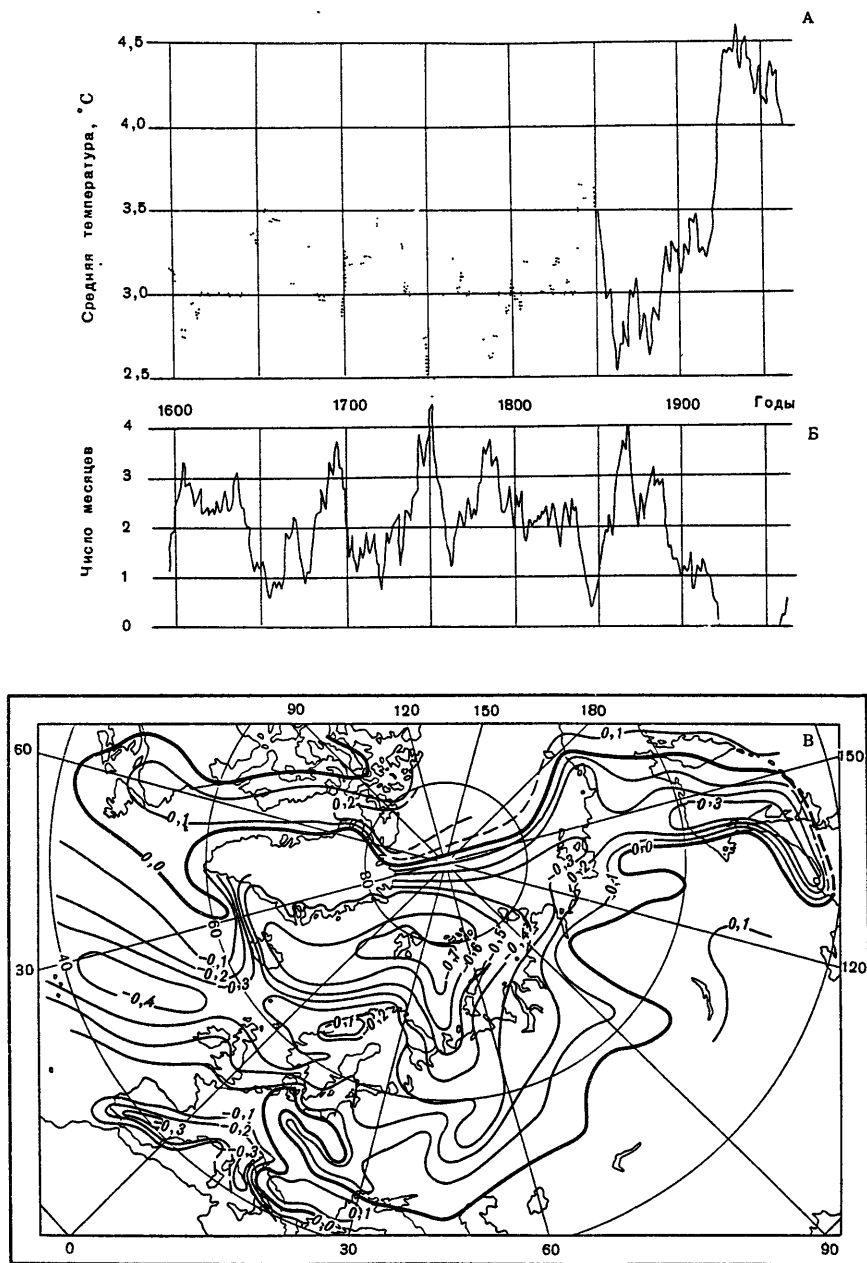


Рис. 22. Десятилетние скользящие средние температуры (А), продолжительности ледового сезона у берегов Исландии (Б) (Bergthórsson, 1969) и изокорреляты средних годовых температур воздуха и площади льдов в Северо-Европейском бассейне (В)

реляционной зависимости со значениями коэффициента $-0,6$ и $-0,7$ располагается в Арктике и своими очертаниями повторяет границу морских льдов в этом районе. Географическая локализация этого ядра и довольно высокие коэффициенты корреляции дают основание думать, что наиболее существенные черты режима приземной температуры воздуха связаны с развитием здесь морских льдов. При этом влияние льдов на термические условия сказывается далеко от этого бассейна, что становится возможным благодаря атмосферной циркуляции, переносящей аномалии на большие расстояния от района их зарождения. Очевидно, в зависимости от характера и интенсивности указанной циркуляции область влияния морских льдов будет изменяться не только по площади, но и по очертаниям.

К западу от Гренландии, т. е. в море Баффина, в прол. Дейвиса и в Лабрадорском море, влияние льдов Северо-Европейского бассейна совсем не ощущается. Это подтверждается не только низкими значениями коэффициентов корреляции, но и сменой знака зависимости. Едва ли нужно сомневаться в том, что термический режим атмосферы в этом районе обусловлен изменчивостью в распространении льдов в указанных морях.

Область с отрицательной корреляционной связью не распространяется на юг дальше 45° с. ш. Исключение составляет Атлантика, где, судя по рис. 22, она простирается южнее этой параллели. Насколько это действительно так, сказать пока трудно, учитывая ограниченность данных по открытой части океана. Если же ориентироваться на сушу, для которой данных достаточно, то нулевая изокоррелянта не опускается южнее 45° с. ш.

Специалистам хорошо известно явление так называемого полярного усиления, которое выражается в том, что сравнительно небольшие изменения температуры в экваториальной и тропической зонах довольно быстро увеличиваются к северу от 50° с. ш. В этих же широтах, как мы только что видели, начинает сказываться влияние морских льдов на термические условия, которое усиливается по направлению к кромке. По другую сторону от нее, т. е. в глубь ледяного массива, размах климатических колебаний вновь начинает ослабевать. Поэтому эффект полярного усиления, по видимому, следует связывать не вообще со льдами, а преимущественно с их прикромочной областью. Зона повышенной климатической изменчивости должна, таким образом, поясом охватывать полярную ледяную шапку. Особенно хорошо такой пояс должен быть выражен в южнополярной области, где морские льды граничат с чистой водой по всему внешнему периметру.

Колебания площади морских льдов и приземной температуры в аспекте их климатической изменчивости хорошо согласованы во времени. Подтверждением этого является ослабление корреляционной зависимости между ними при нарушении синхронности изменений. Коэффициенты корреляции имеют максимальные значения при отсутствии временного сдвига в ходе температуры и распространении морских льдов. Поэтому к встречающимся иногда утверждениям об отставании реакции морских льдов на климатические изменения в атмосфере следует относиться осторожно.

Льды, температура и соленость на поверхности океана. Имеется ли связь между климатическими изменениями площади морских льдов и температуры воды на поверхности океана?

В литературе существуют указания на то, что в течение первых 40 лет

нашего столетия одновременно с развитием потепления в атмосфере происходили сокращение площади морских льдов и повышение температуры на поверхности в окраинной зоне Северного Ледовитого океана и в прилегающих к ней районах Северной Атлантики. Есть также данные, характеризующие изменения в океане, произошедшие в период, следующий за этой эпохой, т. е. на фазе развития в атмосфере похолодания. К сожалению, эти данные весьма ограничены и относятся преимущественно к прибрежным районам. О термическом состоянии вод в Мировом океане в целом и его изменениях во времени говорить пока не приходится. В лучшем случае это можно сделать для отдельных районов. Одним из них является, в частности, северная часть Атлантического океана, представляющая наибольший интерес с точки зрения изучения взаимосвязи между поверхностной температурой и распространением морских арктических льдов. Дело в том, что межгодовые изменения площади этих льдов происходят в основном за счет ее приращения в сторону Атлантики.

Материалы по термике северной части Атлантического океана получены в результате систематизации многочисленных фактических данных за период 1957–1971 гг., включающего более 5 млн. измерений с борта экспедиционных и транспортных судов (Методические материалы..., 1977). Они представлены в виде месячных значений температуры воды на поверхности в 5-градусных квадратах. В отличие от данных Смита и кораблей погоды, эти материалы характеризуют термические состояния всей Северной Атлантики, а не только крайних северных ее пределов. К сожалению, на их основании нельзя получить представление о термике вод и ее изменениях в открытой части Северо-Европейского бассейна, где взаимное влияние льдов и термики океана должно проявляться наиболее заметно.

Анализ данных об изменении температуры воды на поверхности с начала и до конца исследуемого периода 1957–1971 гг. показал, что значительная часть Северной Атлантики оказалась охваченной охлаждением. В основном этот процесс проявился во внетропической зоне и особенно в районах, соседствующих с Гренландией, Лабрадором и восточным побережьем Канады и США. В экваториальной зоне, напротив, наблюдался некоторый разогрев вод. Но из-за его незначительности говорить определенно о действительной направленности процесса не следует. В целом можно заключить, что характер изменений поля температуры в северной части Атлантики подтверждает выявленную ранее тенденцию к охлаждению поверхностных вод океана в 50-е и 60-е годы нашего столетия. Так как именно в эти годы происходило разрастание арктического ледяного покрова, то можно говорить о качественной согласованности их климатических изменений.

Для количественной оценки тесноты связи между развитием ледяного покрова и поверхностной температурой в океане были использованы их обобщенные показатели. Применительно к тепловому состоянию океана таким показателем послужила средняя температура поля. Учитывая несогласованность в развитии теплового процесса во внетропической и экваториально-тропической зонах Атлантики, была использована средняя температура поля к северу от 35° с. ш.

Коэффициент корреляции, характеризующий тесноту связи между

средними годовыми значениями площади арктических льдов и поверхностной температуры в Атлантике к северу от 35° с. ш., оказался равным $-0,65$. Можно, следовательно, констатировать наличие между ними обратной связи. Было также обнаружено, что этот коэффициент уменьшается с увеличением временного сдвига между температурой воды и ледовитостью. Сдвиг коррелируемых рядов в ту и другую сторону на один и два года приводит в случае опережения развития морских льдов относительно температуры к коэффициентам $-0,34$ и $-0,08$, а в случае отставания $-0,55$ и $-0,31$. Эти результаты свидетельствуют о синхронности климатических изменений морских арктических льдов и термических условий на поверхности океана в Северной Атлантике. Имеющиеся в настоящее время материалы по изменчивости температуры воды в Северном Ледовитом океане позволяют распространить полученные выводы о связи льдов и поверхностной температуры и на этот район.

Еще в меньшей степени изучены климатические изменения солёности, что обусловлено в основном отсутствием длительных систематических наблюдений. Более или менее удовлетворительные данные имеются пока для окраинной зоны Северного Ледовитого океана к северу от Евразии. Анализ этих данных обнаруживает, что в периоды развития похолодания в атмосфере и разрастания ледяного покрова солёность поверхностных вод уменьшалась. Об этом, в частности, свидетельствуют результаты сравнения двух океанологических съёмок Арктического бассейна, одна из которых была выполнена в середине 50-х, а другая — в середине 70-х годов текущего столетия. В той части этого бассейна, которая граничит на юге с морями сибирского шельфа, солёность поверхностного слоя в 70-е годы оказалась пониженной по сравнению с ее значениями в 50-е годы. В некоторых районах, например к северу от Восточно-Сибирского моря, понижение солёности в слое 0–150 м достигало $0,9^{\circ}/_{\text{‰}}$, т. е. довольно значительной величины. В этом же направлении происходило изменение солёности и в самих окраинных морях, в том числе в Гренландском море. Хотя явление опреснения поверхностного слоя в период похолодания не было повсеместным в Арктике, тем не менее оно подтверждает известный вывод о том, что в эпохи, когда климатические условия на Земле становились более суровыми, холодные арктические воды с пониженной солёностью занимали более южное положение, чем в эпохи потепления.

Факторы образования и таяния льда. Очевидное несоответствие между распространением морских льдов и термическими условиями в атмосфере в северном полушарии говорит о необходимости дальнейшего изучения причинно-следственных отношений между ними. Всегда ли атмосфера является ведущей по отношению к морским льдам? Не могут ли сами льды в ряде случаев выступать в качестве ближайшей причины изменения температуры воздуха? Чтобы получить ясность в этих вопросах, требуется, хотя бы вскользь, коснуться процессов образования и таяния льда в море, вызывающих изменения горизонтальных размеров ледяного покрова во времени.

Как известно, льдообразование является результатом взаимодействия большого числа гидрометеорологических факторов. Представление об этом можно составить, обратившись, например, к зависимости от этих факторов

сроков начала льдообразования (Доронин, Сметанникова, 1967):

$$\tau = \frac{100\rho_w(t_w - t_3)h_t + 50\nu(h_t - h)^2}{0,95l^{0,086}t_a(3,45 + 4,15\nu) + (2,59 + 3,12\nu)} \times \\ \times \frac{1}{[(t_w + t_3) - (t_{a_0} + t_{a_1}\nu)] - 0,5(R_0 - R_1)},$$

где

$$h_t = \sqrt{h^2 + 1,73 \frac{\Delta S h}{\mu}},$$

τ — время от начального момента до момента достижения водой температуры замерзания, сут; t_w — начальная температура воды деятельного слоя, град; t_3 — температура замерзания воды данной солености, град; h — начальная толщина деятельного слоя, м; ΔS — горизонтальный градиент солености по направлению преобладающего переноса водных масс, ‰/100 км; μ — вертикальный градиент солености в слое скачка, 1/м; ν — вертикальный градиент температуры в слое скачка, град/м; v — скорость ветра, м/с; t_a — средняя за период температура воздуха, град; t_{a_0} — температура воздуха в начальный момент, град; t_{a_1} — температура воздуха в момент начала льдообразования, град; R_0, R_1 — радиационный баланс в начальный и конечный моменты времени, кал/см² · сут.

Числитель этой формулы представляет собой теплосодержание слоя конвекции в океане, а знаменатель — интенсивность его потери в результате лучистого и турбулентного теплообмена и влагооборота с атмосферой. Таким образом, образование льда определяется не только метеорологическими факторами, регулирующими выхолаживание верхнего слоя океана, но также температурой и толщиной последнего. Это обстоятельство хотелось бы подчеркнуть особо, так как при объяснении причин климатических колебаний ледовитости иногда забывают о важной роли самого океана. Между тем нетрудно представить условия, при которых именно океан может оказать решающее влияние на образование и распространение льда.

Конечно, не следует забывать, что это влияние ограничено только холодной частью года, когда вертикальная устойчивость слоев в море ослаблена и потоки тепла из глубин к нижней поверхности льда усилены. С началом таяния и стоком талых вод подо льдом образуется запирающий слой, который ослабляет подачу тепла снизу до значений, которыми можно пренебречь. Доминирующую роль в период разрушения льда играют радиационные и метеорологические факторы, в том числе температура воздуха, что находит свое выражение, например, в формуле для определения толщины стаявшего льда (Доронин, 1969):

$$\Delta H = 0,0139 \sum_{i=1}^N R_i + 0,12 \sum_{i=1}^N (1 + 0,81\nu_i)\varphi T_i - 1,13 \sum_{i=1}^N (1 - \nu_i)\varphi - h_c \frac{\rho_c}{\rho_l},$$

где ΔH — толщина льда, стаявшего сверху за N суток; R_i — радиационный

баланс подстилающей поверхности за i суток), ρ_c , ρ_l — плотность снега и льда; ν_i — относительная влажность воздуха на уровне метеорологической будки в течение i суток; T_i — температура на уровне метеорологической будки в течение i суток; $\varphi = 0,4 + 0,48\nu$; ν — скорость ветра на высоте флюгера.

Таким образом, можно констатировать, что роль атмосферных факторов в распространении льда в море не остается постоянной в течение года. Если межгодовые и многолетние колебания площади льдов в летнее время можно целиком отнести за счет изменчивых атмосферных факторов, то это нельзя сделать в отношении зимнего периода. Климатические колебания площади льдов в холодное время года, как уже отмечалось, не обязательно должны быть обусловлены метеорологическими факторами. Они могут быть вызваны изменениями условий в океане, в частности изменениями теплосодержания и толщины слоя, участвующего в энергообмене с атмосферой. Больше того, так как в полярных районах Земли холодное время года более продолжительно, чем теплое, то влияние океана на колебания площади льдов в среднем для года может оказаться более существенным, чем влияние атмосферы. Учитывая изложенное, рассмотрим более внимательно влияние условий в океане на распространение морских льдов.

УСЛОВИЯ В ОКЕАНЕ И РАЗВИТИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Хорошо известно, что ледообразование начинается при условии, что отток тепла в атмосферу с поверхности водоема превышает его поступление к ней из глубинных слоев. Образующийся в этом случае дефицит тепла компенсируется теплотой кристаллизации при переходе воды из жидкого состояния в твердое. Очевидно, повсюду, где годовые потери тепла океаном превышают количество поступающей в него солнечной энергии, зимой создаются необходимые предпосылки для образования морских льдов. Этим условиям отвечают так называемые области стока энергии, которые охватывают не только полярные области, но и значительные части умеренных широт в обоих полушариях. Однако имеющиеся в областях стока энергии предпосылки для образования морских льдов реализуются не во всех случаях. Достаточно указать, например, на Северо-Европейский бассейн, полностью располагающийся в области стока энергии, но не замерзающий на большей своей части. Причиной этого является то, что в энергообмене с атмосферой, помимо тепла, аккумулируемого ежегодно в этом бассейне, принимает участие адвективное тепло, сосредоточенное ниже деятельного слоя и непрерывно пополняемое течениями. Когда это тепло получает беспрепятственный доступ к поверхности океана, льды не образуются. Когда же данное условие не соблюдается и вынос адвективного тепла невозможен или ослаблен настолько, что не в состоянии полностью компенсировать отток тепла в атмосферу, их образование становится неизбежным. Иначе говоря, существование ледового или безледного режима в областях стока энергии зависит от степени участия адвективного тепла в энергообмене с атмосферой.

Роль, какую играет адвективное тепло в поддержании безледного режима в областях стока энергии, делает необходимым выяснение факторов, регулирующих его перенос к поверхности океана. Ведь во многих случаях

течения, которые переносят тепло по направлению к полюсам, распространяются на глубине и прямого контакта с атмосферой не имеют.

Вертикальная теплоотдача в океане осуществляется, как известно, посредством перемешивания. Интенсивность его зависит от устойчивости водных слоев, а последняя в полярных районах — преимущественно от вертикального градиента солености. Когда этот градиент значителен, вертикальный теплообмен ослаблен. Большими вертикальными градиентами солености характеризуется галоклин, формирующийся вблизи поверхности океана на границе опресненных полярных и подстилающих их соленых вод. Резко ослабляя вертикальный обмен, галоклин выступает в качестве экранизирующего слоя для потоков тепла к поверхности океана снизу. В результате поток тепла из воды может оказаться не в состоянии компенсировать его отток с поверхности в атмосферу и образование льда становится неизбежным. Таким образом, формирование галоклина создает в глубоком океане условия для образования льда и перехода к ледовому режиму, а его вырождение — для перехода к режиму безледному.

Современная вертикальная структура вод Северного Ледовитого океана характеризуется наличием галоклина, формирующегося в процессе взаимодействия опресненных поверхностных арктических вод и соленых и теплых глубинных атлантических вод. Поток тепла вверх через галоклин сильно ограничен; по существующим оценкам, в центральных районах океана он составляет всего 4–8 кДж/см² в год, что и является определяющим для существования в наши дни морских льдов в Арктике.

Генетически галоклин в Северном Ледовитом океане связан с поверхностными арктическими водами и формируется повсюду, где эти воды проявляются. Верхняя граница галоклина, как видно из рис. 23, располагается вблизи поверхности океана, на глубине всего 50 м. Поверхностные арктические воды и подстилающий их галоклин занимают большую часть Северного Ледовитого океана. Их нет лишь в Норвежском и Баренцевом морях и в восточной части Гренландского моря. Дальше всего в южном направлении распространяются они в Лабрадорском и Восточно-Гренландском течениях. И повсюду их сопровождают морские льды. Можно сказать, что географическое распространение и наиболее существенные особенности конфигурации ледяного покрова в северном полушарии обусловлены распространением поверхностных опресненных вод. Достигнув границы галоклина, этот покров уже не в состоянии увеличивать свои горизонтальные размеры по причине резкого усиления вертикального потока в океане из-за гидростатической неустойчивости. Исключение составляет случай, когда теплосодержание водяной толщи ниже деятельного слоя крайне ограничено. В глубоком океане вероятность такого случая очень невелика вследствие непрекращающегося горизонтального потока тепла в высокие широты.

Зависимость между галоклином и морскими льдами позволяет понять причину нарушения широтной зональности в распространении льдов в северном полушарии. Она кроется в особенностях географического распространения галоклина, перекрывающего наподобие гигантского экрана поток тепла из глубин к поверхности океана и, таким образом, создающего необходимые предпосылки для образования льда. Там, где температура воздуха в зимнее время опускается ниже точки замерзания морской

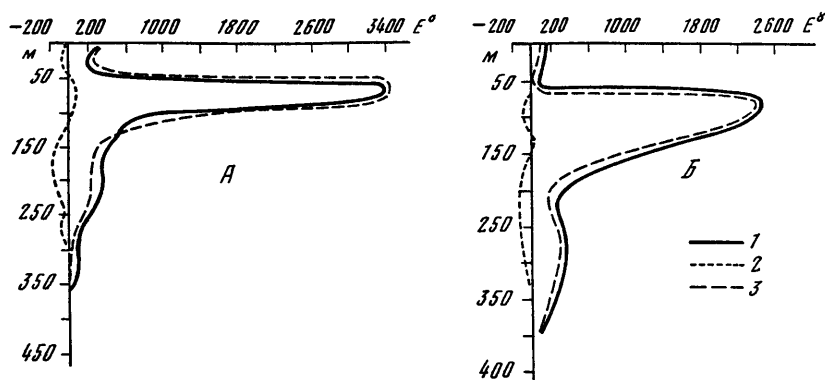


Рис. 23. Изменение вертикальной устойчивости E^s в приатлантическом (А) и тихоокеанском (Б) районах Арктического бассейна (Тимофеев, 1960)
1 — $f(S)$; 2 — $f(t)$; 3 — $f(t, S)$

воды на более или менее продолжительное время, эти предпосылки реализуются. В результате к концу зимы, а в ряде районов и раньше ледяной покров распространяется на всю область полярного галоклина. Кромка морских льдов стабилизируется на его внешней границе. Наиболее ярко эти условия выражены, пожалуй, в Северо-Европейском бассейне и в морях Северо-Западной Атлантики в зоне контакта холодных и теплых течений, опресненных и соленых вод.

Полярный галоклин и устойчивость морских льдов. С развитием галоклина связано не только образование и распространение морских льдов в северном и южном полушариях, но также и их устойчивость, т. е. способность к самосохранению при изменении внешних климатообразующих факторов. В сущности, вопрос об устойчивости льдов — это в значительной мере вопрос об устойчивости современной структуры водной толщи полярных океанов, наличия или отсутствия галоклина. Поскольку последний обязан своим происхождением заметным различиям в солености между поверхностной и подстилающей ее водными массами, то пока будут существовать эти различия, будет сохраняться и галоклин.

Формирование галоклина в полярных океанах относится ко времени, когда атмосферные осадки и приток пресных вод с суши стали преобладать над испарением с их поверхности. В северном полушарии этот важный момент отмечен появлением морских льдов в Арктическом бассейне около 0,7 млн. лет назад. С тех пор увлажнение в Арктике не изменилось, и пока нет никаких оснований предполагать, что в обозримом будущем оно может принципиально измениться. Вообще, перестройка вертикальной структуры вод в океане по естественным причинам, сопровождающаяся вырождением галоклина, — процесс весьма длительный. Это означает, что в ближайшие десятилетия арктическим льдам не грозит полное исчезновение, даже если произойдет некоторый разогрев атмосферы вследствие антропогенного воздействия. Они не потеряют своей способности к восстановлению в зимнее время даже в том случае, если летний разогрев атмосферы окажется в состоянии растопить все льды в океане.

Эти общие соображения об устойчивости морских льдов полностью подтверждаются результатами расчетов.

Представим себе безледный Северный Ледовитый океан с современной вертикальной структурой его вод. Попытаемся ответить на вопрос: произойдет ли в нем ледообразование и восстановится ли ледяной покров?

Сохранение вертикальной структуры вод океана прежде всего означало бы, что в сезонном теплообмене с атмосферой может принимать участие лишь верхний слой толщиной около 50 м. Слой такой толщины составляет всего около 2% мощности всей толщ вод Арктического бассейна. Учитывая, что этот тонкий слой почти непроницаем для потоков тепла снизу, можно сказать, что мы имеем дело с очень мелким морем. Сезонный прогрев и охлаждение такого моря целиком зависят от его теплообмена с атмосферой и могут быть рассчитаны на основе уравнения теплового баланса, в котором составляющими являются поглощенная морем солнечная радиация, эффективное излучение, турбулентный теплообмен и потери тепла на испарение. Горизонтальной адвекцией тепла в верхнем слое вследствие ее незначительности можно пренебречь. Вопрос о том, в состоянии ли это мелкое море накопить в течение лета такое количество тепла, которое оказалось бы достаточным, чтобы компенсировать отток тепла в атмосферу в зимний период и предотвратить ледообразование?

Основные трудности в оценке потоков тепла на поверхности моря в данном конкретном случае возникают из-за отсутствия метеорологических параметров, характеризующих условия над свободным от льда океаном. Для преодоления этих трудностей прибегают к эмпирическим зависимостям или к использованию фактических данных в районах, современные условия в которых могут быть приравнены к условиям безледного Северного Ледовитого океана. Из таких районов наиболее подходящим, по нашему мнению, является о-в Медвежий ($74^{\circ}31'$ с.ш., $19^{\circ}01'$ в.д.). Этот остров расположен на западной окраине баренцевоморской материковой отмели, вблизи стрежня теплого Шпицбергенского течения. Это соседство и определяет наиболее существенные черты режима данного района: в основном безледный режим его вод, сравнительно высокие температуры воздуха и др. Приравнивание условий, характерных в настоящее время для о-ва Медвежьего, к условиям Северного полюса после уничтожения там ледяного покрова равносильно повышению средней годовой температуры с $-19,7$ до -2° , т.е. почти на 18°C .

На основе этих данных, относящихся к о-ву Медвежьему, были выполнены расчеты теплосодержания и его внутригодового хода в деятельном слое безледного Северного Ледовитого океана. Результаты этих расчетов представлены на рис. 24 (Захаров, 1978).

Прежде всего обращает на себя внимание сильная зависимость теплосодержания и температуры слоя от его вертикальной мощности. При одних и тех же радиационных и метеорологических условиях, определяющих поступление тепла в море, максимальное теплосодержание слоя толщиной 10 м составляет $11,5 \text{ ккал/см}^2$, или 19% годовой суммарной солнечной радиации, а слоя толщиной 100 м — 45 ккал/см^2 , или 74% суммарной радиации. Иными словами, аккумулирующая способность океана, а следовательно, и сроки появления льда в очень сильной степени зависят от толщины слоя, участвующего в теплообмене с атмосферой. На рис. 24

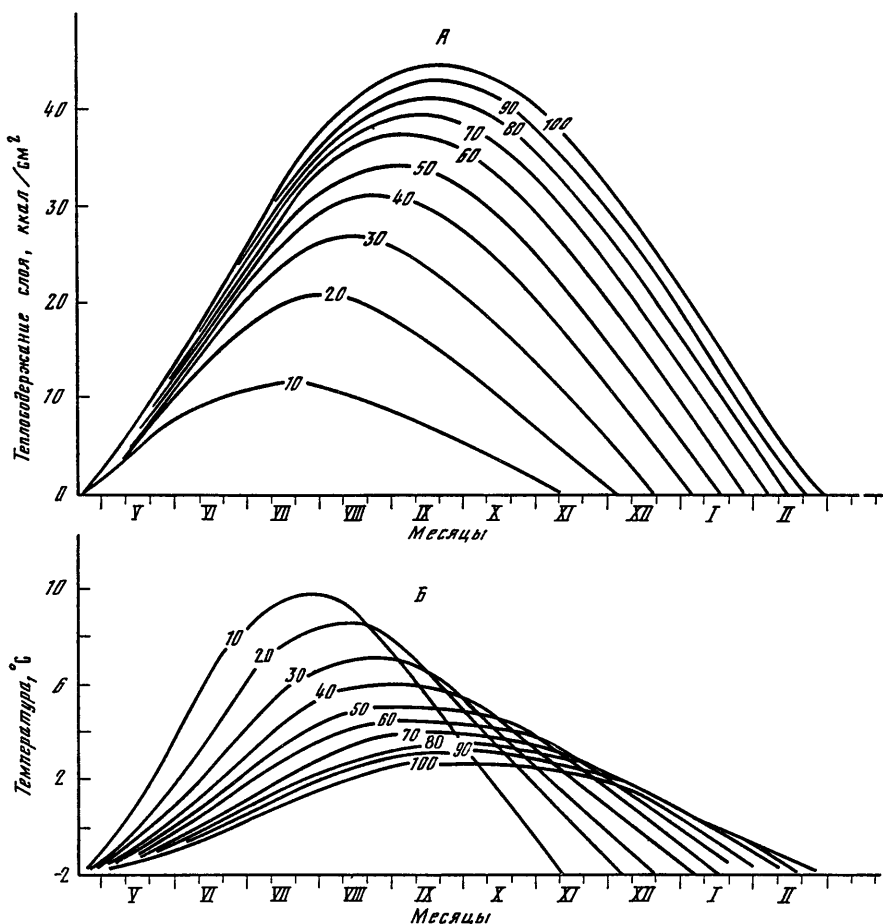


Рис. 24. Зависимость теплосодержания (А) и температуры (Б) верхнего аккумуляющего слоя от его вертикальной мощности и продолжительности аккумуляции в районе о-ва Медвежий ($\varphi = 74^{\circ} 31' \text{ с.ш.}, 19^{\circ} 01' \text{ в.д.}$)

этим срокам соответствуют пересечения кривых теплосодержания и температуры с горизонтальной осью. Весьма характерно, что все без исключения кривые пересекают эту ось. Это означает, что если после уничтожения льда толщина деятельного слоя по какой-либо причине увеличится вдвое против современной, то и в этом случае ледообразование окажется неизбежным. Если же толщина сохранится, то ледообразование в океане начнется уже в середине января.

Эти расчеты подтверждают вывод Ю.П. Доронина (1968) об устойчивости современного морского ледяного покрова в Арктике.

Устойчивое состояние морских арктических льдов, в значительной степени обусловленное существующей структурой верхнего слоя океана, является важным стабилизирующим фактором климатических условий

в северном полушарии. Резкие изменения этих условий по естественным причинам, приводящие к кардинальным перестройкам природной среды, оказываются невозможными в течение коротких временных интервалов. Подтверждением могут служить хотя и заметные, но все же довольно ограниченные изменения климатических условий на протяжении исторического периода.

Галоклин как причина изменения площади льдов. Горизонтальные размеры и положение внешней границы полярного галоклина, естественно, не остаются постоянными с течением времени. В зависимости от факторов, регулирующих его состояние, галоклин увеличивается в своих размерах и распространяется дальше к югу или сокращается и отступает в противоположном направлении. Какое значение могут иметь эти изменения для развития ледяного покрова?

Ч. Брукс (1952) в своей широко известной книге, посвященной климатам прошлого, пришел, как известно, к выводу о возможности саморазвития морского ледяного покрова. Согласно его представлениям, после того как размеры этого покрова достигнут некоторой критической величины, всякое дальнейшее приращение его площади должно сопровождаться таким понижением температуры в атмосфере, какое обеспечивает его дальнейшее развитие. Это развитие, выражающееся также в смещении кромки льдов по направлению к экватору, должно продолжаться до тех пор, пока падение температуры за счет охлаждающего эффекта ледяного покрова не сбалансируется ее повышением, обусловленным удалением от полюса. Когда же размеры этого покрова оказываются меньше критических, охлаждение, вызываемое льдом, не в состоянии воспрепятствовать его разрушению.

Анализ современных зимних термических условий в атмосфере позволяет говорить о том, что эти условия не могут служить препятствием для дальнейшего разрастания арктического морского ледяного покрова. Февральская изотерма -2° в приводном слое атмосферы, в общем соответствующая температуре замерзания морской воды, располагается в это время к югу от кромки льдов. В некоторых районах, например в Северо-Европейском бассейне, она отстоит от кромки на сотни километров. Естественно, что на всем пространстве, ограниченном на севере кромкой льда, а на юге изотермой -2° , термические условия в атмосфере в состоянии обеспечить развитие ледяного покрова в горизонтальном направлении.

В действительности этого не происходит. Сдерживающим фактором в данном случае выступает адвективное тепло, поступающее сюда с юга с морскими течениями и компенсирующее потери тепла с поверхности океана в атмосферу. Чтобы ледообразование здесь стало возможным, надо "отключить" адвективное тепло от участия в энергообмене с атмосферой. Способ, которым это можно сделать, подсказан самой природой и состоит в том, чтобы распространить условия, характерные в настоящее время для Арктического бассейна, и на эти пространства. Как известно, теплые атлантические воды при своем вступлении в Арктический бассейн к северу от Шпицбергена "ныряют", опускаются под более легкие опресненные арктические воды, перекрываются сверху галоклином и резко ограничивают вертикальную теплоотдачу. Таким образом, речь идет об изменении существующей в настоящее время халинной структу-

ры верхнего слоя океана в районах, где термические условия в атмосфере зимой не могут служить препятствием для образования льдов. Ликвидация здесь существующих условий гомохалинности и формирование вблизи от поверхности океана галоклина должны сопровождаться образованием льда без какого-либо дополнительного охлаждения атмосферы.

Мысль о том, что приращение площади льда может быть достигнуто в настоящее время посредством изменения одной только халинной структуры верхнего слоя океана в результате, например, натекания поверхностных арктических вод на теплые, но более соленые воды, подтверждается как расчетами, так и эмпирическими данными. Последние, в частности, относятся к району Исландии и описаны в работах (Malmberg, 1969; Stefánsson, 1969).

Район Исландии обычно свободен от льда в течение круглого года. Но с середины 1960-х годов положение здесь неожиданно изменилось: морские льды на протяжении нескольких лет стали подступать к берегам острова, блокировать его северное побережье, затруднять плавание и рыбный промысел в прибрежных водах. Особенно суровым выдался 1968 год, когда ледовые условия оказались самыми тяжелыми за период с 1888 г. Льды держались вблизи побережья около 180 дней, прерывая навигацию и затрудняя ее вдоль восточного и северного побережий страны.

Так как экономика Исландии тесно связана с морем, то для этой страны крайне важно было выяснить, что же является причиной такого необычного положения. В результате было установлено, что признаки надвигающихся перемен отмечались уже летом 1964 г. Они выразились в понижении солености поверхностного слоя в районе между Исландией и Ян-Майеном, в области обычного проявления Восточно-Исландского течения. Соленость впервые за период с начала систематических наблюдений в этом районе в 1948 г. упала ниже $34,7^{\circ}/_{\text{‰}}$, что указывало на увеличение содержания полярных вод в этом районе. Однако температура воды сохраняла здесь довольно высокие значения в это лето. Но уже на следующий год она понизилась. Язык холодных вод Восточно-Исландского течения значительно продвинулся к югу и востоку и приблизился к берегам Исландии, причем в июне 1968 г. он распространялся на значительно большую площадь, чем в это же время в 1965 и 1967 гг. Одновременно с понижением температуры в поверхностном слое толщиной 100–200 м происходило и уменьшение солености.

Итак, ухудшение ледовых условий в районе Исландии в период 1964–1968 гг. (исключение составляет 1966 год) происходило параллельно с изменением термохалинной структуры верхнего слоя океана, выразившемся в понижении температуры и солености примерно до глубины 200 м. Интерпретируя эти данные, С. Мальмберг указывает на большое значение понижения солености в поверхностном слое для образования и сохранения ледяного покрова. На основании выполненных расчетов он приходит к заключению, что, когда соленость поверхностного слоя уменьшилась до $34,7^{\circ}/_{\text{‰}}$ и ниже, как это имело место в неблагоприятные в ледовом отношении годы (1965, 1967, 1968), охлаждение слоя до точки замерзания было не в состоянии обеспечить развитие конвекции за пределы этого слоя. Лишь при солености $34,8^{\circ}/_{\text{‰}}$ и выше возникали условия, при которых термическая конвекция распространялась на лежащие ниже слои и

обеспечивала вынос тепла на поверхность. Касаясь характера связи между ледовыми условиями в исландских водах и океанологическими условиями в них, автор определено указывает, что в качестве причины здесь выступают условия в океане.

Многолетние колебания условий в водах Исландии позволяют, таким образом, убедиться в том, к каким серьезным ледовым и климатическим последствиям может приводить перестройка структуры верхнего слоя океана. Они наглядно показывают, что ухудшение ледовых условий в этой части Северного Ледовитого океана наступает в процессе опреснения поверхности слоя, увеличения вертикальной устойчивости, ослабления потоков тепла из глубинных слоев к поверхности океана. Все это означает, что изменения площади полярных льдов не обязательно должны предшествовать соответствующие изменения термических условий в атмосфере. Они могут быть вызваны разрастанием или сокращением галоклина в процессе эволюции поверхностной арктической водной массы и сами явиться причиной изменений термических условий в атмосфере.

Способность морского ледяного покрова в условиях существующего климатического режима изменять свою площадь в холодную часть года в результате изменения горизонтальных размеров галоклина позволяет по-новому взглянуть на его роль в эволюции климата. Морские льды, как видим, могут быть причиной, а не следствием изменения климата. В связи с этим уместно напомнить, что ряд исследователей, и среди них В.Ю. Визе, Д.Б. Карелин, В.В. Иванов и другие, в своих работах неоднократно указывали на зависимость температуры воздуха осенью в окраинной Арктике от ледовитости арктических морей. Можно предположить, что эта зависимость, установленная для ограниченных морских водоемов и в узком временном интервале, имеет более общий характер.

Факторы, определяющие развитие арктического галоклина. Роль, какую играет галоклин в образовании, распространении и устойчивости арктического покрова морских льдов, требует хотя бы краткого обсуждения причин, обуславливающих собственное его развитие. Важно знать, какие непосредственные факторы вызывают межгодовую и многолетнюю изменчивость его горизонтальных размеров.

Развитие галоклина в пространстве ограничено областью распространения опресненных поверхностных вод. Поэтому вопрос о регуляторах его развития сводится к изучению причин колебаний ледовитости этих вод, образующихся в результате смешения собственно морских и пресных вод, которые поступают в океан в виде атмосферных осадков и материкового стока. Колебания в поступлении осадков и материкового стока, естественно, должны приводить к изменениям в распространении опресненных вод, так как вертикальная мощность последних от года к году изменяется незначительно. Иначе говоря, колебания площади распространения опресненных вод можно рассматривать как результат нарушения пресноводного баланса того или иного района Мирового океана.

Уравнение пресноводного баланса Северного Ледовитого океана, например, имеет следующий вид:

$$P + Q_M + Q_T = E + Q_A,$$

где P — атмосферные осадки; Q_M — материковый сток; Q_T — приток

пресных вод из Тихого океана в Северный Ледовитый через Берингов пролив; E — испарение; Q_A — сток пресных вод и льдов из Северного Ледовитого океана в Атлантический.

В настоящее время с большей или меньшей точностью установлены численные значения каждой из этих компонент: $P = 5428 \text{ км}^3$, $Q_M = 5135 \text{ км}^3$, $Q_T = 1800 \text{ км}^3$, $E = 3337 \text{ км}^3$, $Q_A = 9026 \text{ км}^3$. Значения первой, второй и четвертой компонент взяты из работы В.В. Иванова (1976). Значение пресноводного эквивалента тихоокеанских вод, поступающих в Северный Ледовитый океан, получено на основе известных солености (32‰) и ежегодного объема (30 тыс. км^3). При этом принято, что собственно морские воды обладают соленостью 34‰ и более. Наконец, объем пресных вод, выносимых из Северного Ледовитого океана в Атлантический, получен как остаточный член уравнения.

Важно иметь в виду, что все перечисленные компоненты изменяются во времени неупорядоченно. Поэтому полного соответствия между приходной и расходной частями баланса практически никогда не бывает. Естественно, что это должно отразиться на площади распространения как поверхностных арктических вод, так и льдов.

Нарушения пресноводного баланса Северного Ледовитого океана, сопровождающиеся соответствующими изменениями площади морских арктических льдов, ощутимо сказываются, по-видимому, по истечении длительного времени, т.е. в масштабе климатических временных интервалов. В интервалах меньше климатических главную роль в распространении поверхностных арктических вод, по всей вероятности, играет циркуляционный фактор. Его значение определяется принципиальной возможностью распределять один и тот же объем вод на разной площади. Как известно, поверхностные арктические воды находятся в постоянном движении. В Американо-Азиатском суббассейне эти воды вовлечены в антициклонический круговорот, в Евразийском — в Трансарктическое течение, которое, начинаясь в Чукотском море, пересекает Арктический бассейн и через прол. Фрама входит в Гренландское море. Эти течения оказывают разное влияние на состояние поверхностных арктических вод. Посредством Трансарктического течения и его продолжения — Восточно-Гренландского течения — осуществляется сток этих вод за пределы Северного Ледовитого океана. Антициклонический круговорот, наоборот, оказывает стабилизирующее влияние. Возбуждая центроостремительные тенденции, этот круговорот препятствует растеканию легких поверхностных вод, вызывая их нагон к центру и опускание вдоль его оси. При ослаблении циркуляции в круговороте легкие поверхностные воды будут стремиться растечься и увеличить площадь своего распространения. При усилении ее должна наблюдаться обратная картина. То, что размеры антициклонической циркуляции со временем действительно сильно изменяются, показано в работе Н.А. Волкова и З.М. Гудковича (1967). Согласно их данным, площадь льдов, участвующих в круговороте, изменяется от $2,5$ до $3,5 \text{ млн. км}^2$, т.е. от 40 до 60% площади Арктического бассейна.

Хотя эмпирических данных, характеризующих развитие галоклина в зависимости от пресноводного баланса и циркуляции поверхностных вод в Северном Ледовитом океане, пока нет, имеются основания полагать, что именно они играют в этом развитии определяющую роль.

ЛЬДЫ И АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

Из изложенного следует, что в современных условиях изменения площади морских льдов в холодную часть года могут быть вызваны одной только перестройкой халинной структуры верхнего слоя океана. Опосредствованно эта перестройка скажется и на термическом состоянии атмосферы. В этом свете предположение, что морские льды могут выступать в качестве активного климатообразующего фактора, вообще говоря, уже не кажется парадоксальным.

Важно отметить, что влияние льдов на атмосферу не ограничивается термическим эффектом. То, что они в состоянии оказать заметное влияние на атмосферную циркуляцию, ясно уже из того, что арктический антициклон, которому В.Ю. Визе (1940) придавал в свое время значение регулятора атмосферных процессов в северной полярной области, мог сформироваться как барическое образование лишь в условиях ледового режима в Арктике. Эти изменяющиеся с течением времени условия в дальнейшем также оказывали и продолжают оказывать воздействие на состояние этого антициклона, и в частности на его горизонтальные размеры и давление в центре. Хорошо известно, например, что в период сокращения площади морских льдов и климатического потепления атмосферное давление в высоких широтах заметно понижалось. На это указывал еще в 1936 г. Р. Шерхаг, согласно которому область отрицательной аномалии давления охватила в этот период полярную и субполярную области, а в ряде мест и зону умеренных широт. К.Е. Виллетт (1966) показал, что падение давления на значительной части Арктического бассейна, Аляски и Канадского Арктического архипелага от периода 1900–1919 гг. к периоду 1920–1939 гг. достигало 4 мб и более. Южнее оно было менее значительным. Этот процесс сопровождался увеличением скорости западного зонального потока в высоких широтах: между 60 и 80° с.ш. она составила на уровне моря для зимнего сезона 0,98, а для летнего 0,6 м/с.

Кроме того, известно, что арктический фронт в атмосфере, разделяющий холодный арктический и теплый морской полярный воздух, генетически связан с кромкой льдов. Естественно, что изменения географического положения этой кромки должны вызывать аналогичные изменения в положении арктического фронта и связанной с ним циклонической деятельности. В период потепления Арктики, когда льды отступали на север, атлантические циклоны распространялись более северными траекториями, чем до этой эпохи и после нее. Как писал В.Ю. Визе (1940), наблюдения показывают, что в период потепления Арктики приходящие с севера Атлантики циклоны перемещаются в Арктике и Субарктике по траекториям, расположенным значительно севернее тех траекторий, по которым циклоны следовали до потепления. Это смещение циклонических путей к северу составляет многие сотни и даже тысячи километров. Этот вывод позднее был подтвержден Л.А. Вительсом (1948). Сравнивая индексы барикоциркуляционного режима двух двадцатилетий (1900–1919 и 1920–1939 гг.), он обнаружил, что наибольшие изменения интенсивности антициклонической циркуляции произошли в умеренных широтах, а циклонической — в высоких и отчасти в районе Азорских островов. Причем самые значительные изменения циклонической деятельности пре-

терпела в районе Карского моря. В результате отклонения траекторий к северу чисто циклонов, проходящих через Европу, снизилось примерно на 10%, а пересекающих северные моря, наоборот, увеличилось.

Важным следствием такого развития событий явились уменьшение количества атмосферных осадков в бассейне Волги и Камы и падение уровня Каспийского моря. Эту важную географическую закономерность, связывающую ледовитость полярных морей и уровень Каспийского моря, открыл Л.С. Берг (1947), изучив материалы относящиеся к эпохе потепления. Однако ее жизненность оказалось возможным проверить на материалах климатического похолодания, начавшегося на рубеже 30-х и 40-х годов. Увеличение ледовитости в Арктике сопровождалось уменьшением атмосферных осадков в морях Баренцевом, Карском, Лаптевых и большей части Восточно-Сибирского моря и увеличением расходов на всех створах рек Волжского бассейна (Саруханян, Смирнов, 1971).

Конечно, ни В.Ю. Визе, ни Л.А. Вительс не объясняли отклонение траекторий атлантических циклонов влиянием морских льдов, так как и тот и другой стояли на позициях определяющей роли атмосферной циркуляции в развитии природных условий. Однако сейчас, когда появились новые факты и стало лучшим понимание самих физических причин межгодовой и многолетней изменчивости площади льдов в Арктике, появились основания рассматривать вариации траекторий атлантических циклонов как следствие изменений в распределении морских льдов в Северо-Европейском бассейне. Во всяком случае, существование зависимости между горизонтальным развитием галоклина и распространением морских льдов в холодную часть года делает такое утверждение достаточно убедительным.

Морские льды оказывают влияние не только на характер циркуляции атмосферы, но и на ее интенсивность. Наиболее существенные особенности изменения последней в современный период широко обсуждались в научной литературе.

Как уже отмечалось, главной особенностью пространственной структуры современных изменений термического режима атмосферы является заметное ослабление амплитуды этих изменений в сторону экватора. Ввиду этого в периоды климатических потеплений на полушарии тепловые контрасты между высокими и низкими широтами должны уменьшаться, а атмосферная циркуляция ослабевать; в периоды похолоданий, наоборот, эти контрасты должны увеличиваться, а циркуляция усиливаться. Такого рода зависимость подтверждена фактическими данными, и в частности ходом аномалий меридионального градиента температуры в широтной зоне 25—70° с.ш. на протяжении нынешнего столетия (Будыко, 1971).

Вместе с тем имеются достаточно убедительные данные, свидетельствующие об усилении атмосферной циркуляции в Арктике в период ее потепления (Визе, 1944; Виллетт, 1966) и ослаблении в период последующего похолодания (Захаров, 1976). Это может означать лишь то, что на фоне общего ослабления зональных воздушных переносов на полушарии в периоды климатических потеплений имеет место их региональное усиление в Арктике. Это становится возможным ввиду смещения траекторий атлантических циклонов вслед за отступающей к северу кромкой морских льдов. В периоды похолоданий, когда кромка смещается к югу, происходит ослабление циклонической деятельности в Арктике на фоне усиления воздушных переносов в целом на полушарии.

В ряде исследований показано, что режим атмосферных осадков, в частности во внутриконтинентальных районах, тесно связан с интенсивностью зональных воздушных переносов. В свете этого можно говорить об увеличении количества этих осадков в арктическом регионе в периоды климатических потеплений и их уменьшений в период похолоданий. Однако сказать определенно, к каким последствиям приведет это в океане, как скажется на его пресноводном балансе, пока не представляется возможным. Неясно, как ведут себя в условиях меняющегося режима увлажнения другие компоненты этого баланса. Между тем ясность в этом вопросе является сегодня настоятельной необходимостью. Пока можно лишь полагать, ориентируясь на некоторые косвенные данные, что по мере развития потепления пресноводный баланс Северного Ледовитого океана становится положительным. Развитие в этом направлении поведет к "торможению" процесса потепления и развитию тенденции к возврату системы в ее исходное положение.

Таким образом, основной вывод, к которому подводит нас обсуждение затронутых в этой главе вопросов, состоит в том, что причинно-следственные отношения между морскими льдами и климатическими условиями носят более сложный характер, чем обычно принято думать. Представление о том, что морские льды лишь "откликаются" на изменения климата, т.е. являются следствием изменения последнего, справедливо только отчасти. Климатически обусловленными в основном можно считать изменения площади льда летом, когда решающее значение в разрушении ледяного покрова имеют радиационные и метеорологические факторы. Зимой же наиболее важную роль в межгодовых и многолетних изменениях площади льда в океане играют теплосодержание вод и условия, регулирующие поток океанического тепла к поверхности. В этот период непосредственной причиной климатических изменений в атмосфере в основном являются морские льды, развитие которых, в свою очередь, зависит от состояния океана. Речь идет о сезонном характере отношений между климатом и морскими льдами, который проявляется в перемене местами причины и следствия в зависимости от времени года.

Глава 4

ОЛЕДЕНЕНИЕ, ОКЕАН И ЛЕДНИКОВЫЕ КЛИМАТЫ ПЛЕЙСТОЦЕНА: КАЧЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ

Исследования последних лет способствовали более глубокому пониманию связей между оледенением и океаном, их механизмов и конкретной роли в формировании и изменениях климата. Установлено, что эти связи имеют характер прямых и обратных влияний — массообмена, теплообмена и динамических взаимодействий и что они меняют свою направленность и интенсивность как от места к месту, так и во времени. Анализ взаимодействия в системе оледенение—океан позволил выдвинуть гипотезу о ведущей роли процессов, происходящих в особых, энергоактивных зонах океана, в инициации и быстром росте оледенений, объяснить роль этих

взаимодействий в усилении глобальных похолоданий, вызванных периодическими изменениями орбитальных параметров Земли, а также пролить дополнительный свет на причины терминаций, т.е. резких переходов климата от ледникового модуса к межледниковому.

Термином "ледниковый климат" обычно обозначают тип климата, при котором могут существовать ледники. Однако в этом определении затушевывается роль самих ледников как климатообразующего фактора. Поэтому мы под ледниковыми климатами понимаем такие их типы, которые формируются при ведущей роли активных взаимодействий атмосферы и океана с природными льдами. Соответственно для характеристики ледниковых палеоклиматов плейстоцена нам предстоит рассмотреть механизмы и следствия таких взаимодействий, как прямых, так и обратных. Представленная здесь модель имеет качественный характер, однако мы сочли ее достойной обсуждения, поскольку в ней отведено центральное место ледниковому "углу" системы оледенение—океан—атмосфера, который в большинстве существующих моделей игнорируется или анализируется с недостаточной полнотой.

В главе 1 настоящей книги были рассмотрены существенные аспекты современных взаимодействий в системе оледенение—океан—атмосфера и показано, что определяющая роль в образовании и развитии оледенения принадлежит океану. Его влияние осуществляется несколькими путями, прежде всего через обеспечение атмосферного питания ледников. В современную эпоху океан поставляет практически всю массу водяного пара, конденсация которого дает снежные осадки, выпадающие в районах оледенения. В этой связи в качестве важнейших факторов, определяющих интенсивность питания ледников, выступают степень близости ледниковых районов к океану и их позиция относительно путей переноса океанических воздушных масс. Соответственно все основные районы современного оледенения тяготеют к побережьям океанов и зонам интенсивных океанических влияний — климатическим депрессиям барических полей атмосферы.

Важно отметить, что с такими депрессиями обычно совпадают особые, энергоактивные зоны океана (ЭАЗО), для которых характерны резкие температурные градиенты, интенсивный турбулентный теплообмен водных масс с атмосферой, высочайшие скорости испарения и напряженная циклоническая деятельность (Марчук и др., 1983). Причем оледенение здесь выступает не только как продукт процессов, идущих в ЭАЗО, но и как активный агент их образования, поскольку в типичном случае ЭАЗО возникают на участках столкновения и взаимодействия теплых течений со снежно-ледяными массами побережий и с холодными водными массами ледовитых морей. Достаточно сказать, что обе круглогодичные барические депрессии, существующие в современную эпоху, — Исландская и Субантарктическая — расположены на контактах теплых океанических течений с ледниковыми покровами Гренландии и Антарктиды. Выяснено, наконец, что одним из основных механизмов обратного воздействия оледенения на океан является айсберговый сток, т.е. поступление в океан масс холодного льда в виде айсбергов, продуцируемых ледяными потоками, выводными и шельфовыми ледниками полярных ледниковых комплексов (Гросвальд и др., 1978, 1985а, б; Котляков, Кренке, 1980; Кренке, 1982).

Эти и некоторые другие выводы, сделанные при рассмотрении взаимодействия современного оледенения с океаном, имеют фундаментальное значение для реконструкции взаимодействий в той же системе во время глобальных похолоданий плейстоцена. Ниже изложена наша модель такой реконструкции. Одна из существенных особенностей этой модели состоит в том, что она опирается на наиболее новые представления о географии последнего оледенения Земли, которые вытекают из достижений гляциальной геоморфологии, гляциологии и морской геологии. По новейшей реконструкции указанное оледенение было в основном представлено тремя объединенными ледниковыми покровами сверхкрупных размеров, располагавшимися в полярных областях планеты, — Антарктическим, Северо-Атлантическим (Панарктическим) и Северо-Тихоокеанским. Эти покровы состояли из гигантских ледниковых щитов, распространявшихся как на сушу, так и на континентальные шельфы, и из обширных плавучих ледников толщиной до 1,0–1,5 км, которые объединялись со щитами в целостные динамические системы (Гросвальд, 1983; Hughes et al., 1977; Denton, Hughes, 1981). Отсюда следует, что плейстоценовые разрастания оледенения шли не только (и не столько) за счет увеличения ледников суши, сколько за счет экспансии материковых льдов на шельфы и в глубокие моря, что должно было принципиально усиливать взаимодействие оледенения с океаном.

Впрочем рост оледенения суши также был существенно более значительным, чем это еще недавно считалось. Достаточно сказать, что к трем указанным выше полярным покровам, в строении которых важнейшая роль принадлежала "морским" элементам, теперь приходится добавить и целиком наземный ледниковый покров Центрально-Азиатского нагорья, расположенного в субтропиках. Судя по данным китайско-западногерманских исследований 1981–1985 гг. (Kuhle, 1985), на этом нагорье (Тибете и обрамляющих его хребтах) возникал почти сплошной ледниковый покров площадью 2,0–2,4 млн.км² и средней мощностью не менее 800 м.

По нашим подсчетам, в эпоху максимума последнего оледенения (между 21 и 17 тыс.лет назад) суммарная площадь ледниковых покровов Земли достигала 60 млн.км², в 4 раза превосходя площадь современного оледенения, а их объем составлял 100–110 млн.км³. Столь большие размеры этих покровов делают особенно острыми проблемы ледниковой палеоклиматологии, причем прежде всего возникают три вопроса: 1) откуда брались осадки, обеспечившие формирование ледниковых покровов; 2) сколь мощным было обратное влияние оледенения на климат; 3) откуда бралась энергия, требовавшаяся для ликвидации оледенения.

Сейчас никто не сомневается, что ледниковые покровы увеличивались только за счет воды Мирового океана: испарение с его поверхности поставляло влагу в атмосферу, а воздушные массы переносили ее в холодные области, где она выпадала в виде снега и надолго задерживалась в ледниках. Соответственно похолодания и рост оледенений сопровождался снижением уровня океана, а потепления и сокращение ледников — его повышением. К настоящему времени эта зависимость получила надежное подтверждение как в геологических данных о высотах (глубинах) древних береговых линий, так и в результатах изотопно-кислородных

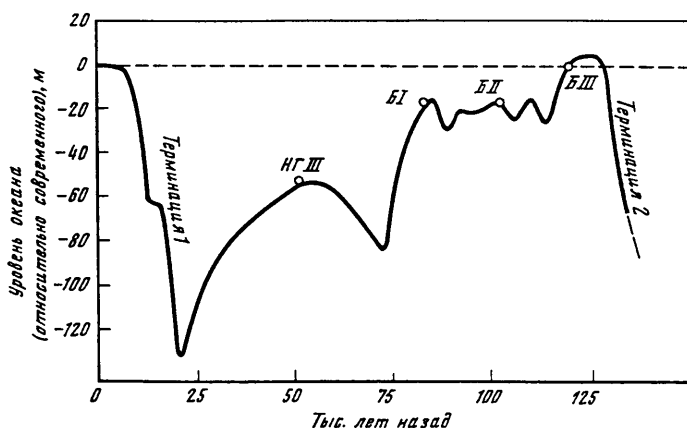


Рис. 25. Гляциостатические изменения водной массы Мирового океана за последние 130 тыс. лет, условно выраженные через колебания его среднего уровня

НГ III, Б I, Б II и Б III — расчетные уровни, определенные по высотам и возрасту коралловых террас о-ва Новая Гвинея и о-ва Барбадос

исследований раковин морских организмов из глубоководных осадков океана. Поэтому гляциостатический график, отражающий изменения объема воды океана по времени, может служить и палеогляциологической кривой, описывающей суммарные изменения оледенения Земли.

Рассмотрим такой график, построенный по изотопно-кислородным данным Н. Шеклтона, Ж.-К. Дюплесси и других исследователей (Shackleton, Opdyke, 1973; Ruddiman, Duplessy, 1985) для последних 130 тыс. лет (рис. 25). Он характеризует полный цикл изменений массы льда, началом которого было последнее межледниковье (около 125 тыс. лет назад), когда оледенение было меньше современного, а концом — завершение последней ледниковой эпохи (около 10 тыс. лет назад). Этот цикл отчетливо распадается на две неравные части: длительный период роста оледенения, растянувшийся более чем на 90 тыс. лет — от 115 до 20–21 тыс. лет назад, и короткий период его ликвидации, занявший не более 10 тыс. лет. Иными словами, этот график, как, кстати, и графики более древних циклов, дающие картину изменений оледенения и океана за последние 800 тыс. лет, имеют форму косых зубьев пилы с длиной периода около 100 тыс. лет и амплитудой изменений уровня океана и объема льда, равных 120–140 м и 70–80 млн. км³. Последнее значение представляет собой разность между объемом льда эпохи максимума оледенения и тем же объемом, сохраняющимся в современную эпоху.

Данные о ходе роста и убывания оледенения, отраженные на рис. 25, делают очевидным, что ни один из отдельных отрезков графика, взятый сам по себе, не может адекватно характеризовать климат целой ледниковой эпохи и что нельзя говорить об одном осредненном ледниковом климате. Тем более неправомерно вводить параметры "среднего" климата в палеогляциологические модели. Вместо этого нужен конкретный анализ климатических условий, существовавших на разных отрезках рассматриваемых циклов, и прежде всего на этапах роста оледенения и этапах его деградации.

КЛИМАТЫ ЭТАПОВ РОСТА ОЛЕДЕНЕНИЯ

Температуры. Самой яркой и общей особенностью ледниковых эпох были сильные понижения температур воздуха. Факты таких понижений и их конкретные значения установлены практически для всех областей суши и океана, что было сделано палеоботаническими, морскими микропалеонтологическими, палеомерзлотными, геохимическими и гляциологическими методами, а также путем численного моделирования на основе схем глобальной атмосферной циркуляции (Бараш, 1980; Изменения климата, 1980; Зубаков, Борзенкова, 1983; Frenzel, 1967; Gates, 1976; CLIMAP..., 1981). Особого внимания заслуживает палеоклиматическая информация, полученная в результате изотопно-кислородных исследований льда из глубоких скважин, пробуренных на современных полярных ледниковых щитах.

Изотопно-кислородный метод использует экспериментально установленную зависимость между температурами воздуха, при которых идет конденсация водяного пара над ледниками, и относительным содержанием тяжелого изотопа кислорода ^{18}O в выпадающем снегу. Правда, интерпретация изотопно-кислородных данных до сих пор представляет собой одну из сложнейших задач палеоклиматологии, в связи с чем многие исследователи не пересчитывают их на палеотемпературы, а используют лишь для определения общих термических трендов (Ясаманов, 1985). Однако для некоторых районов, в том числе для центральной области Восточной Антарктиды, где выявлена линейная зависимость относительного содержания ^{18}O , или $\delta^{18}\text{O}$, в современном снегу от температуры, а абсолютные высоты ледниковой поверхности остаются практически неизменными, удалось доказать, что отклонение $\delta^{18}\text{O}$ во льду от его же значения в стандартной средней морской воде (SMOW) на 1‰ эквивалентно изменению температуры приблизительно на $1,5^\circ$. Поэтому профили изменений $\delta^{18}\text{O}$ во льду и других осадочных образованиях по глубине часто называют палеотемпературными кривыми, а методику их получения — изотопно-кислородной термометрией.

За последние 15 лет построено несколько изотопно-кислородных профилей по ледяному керну из глубоких скважин, пробуренных на Гренландском, Антарктическом и некоторых других ледниковых щитах, причем некоторые из этих профилей охватывают весь позднеледниковый ледниково-межледниковый цикл, включая последнее (микулинское, или земское) межледниковье (Котляков, Гордиенко, 1982; Dansgaard et al., 1982). Самый новый и длинный из этих профилей получен в 1985 г. советскими и французскими исследователями, которые обработали ледяной керн с советской антарктической станции Восток, расположенной на абсолютной высоте 3488 м в пункте, где средняя годовая температура равна $-55,5^\circ$, современная аккумуляция составляет $2,2\text{--}2,5 \text{ г/см}^2 \cdot \text{год}$, а толщина льда, вероятно, близка к 3700 м. Эта скважина углубилась в лед на 2083 м и достигла слоев с расчетным возрастом более 150 тыс. лет, соответствующим заключительным этапам предпоследнего оледенения (Lorius et al., 1985).

Изотопно-кислородный (палеотемпературный) профиль по станции Восток представлен на рис. 26. Он несет с собой чрезвычайно важную

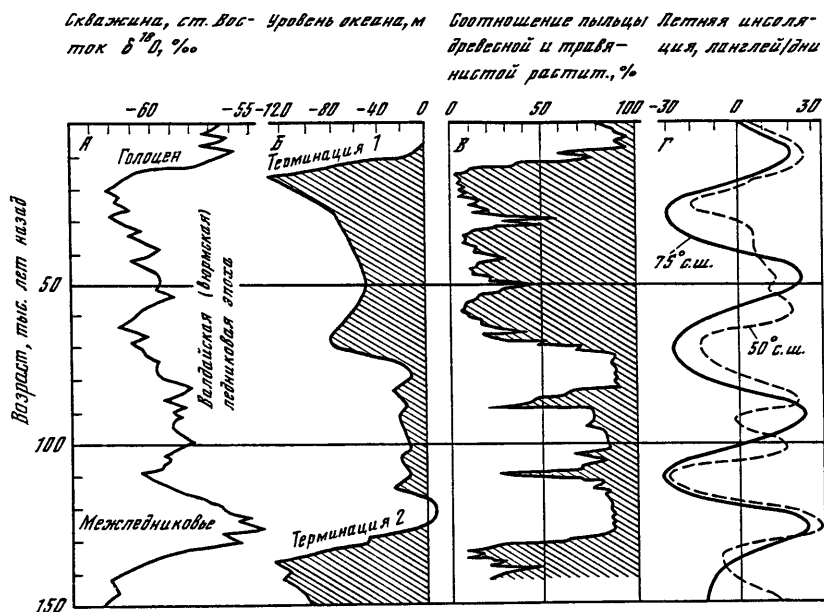


Рис 26. Корреляция изотопно-кислородной кривой, составленной по данным анализа ледяного керна из скважины на ст. Восток (Антарктида) (А), с гляциостатической кривой (Б), с колебаниями в соотношении пыльцы древесной и травянистой растительности в торфянике Гран-Пиль (Франция) (В) и с изменениями летней инсоляции в высоких и средних широтах северного полушария (Г)

Заштрихованные площади пропорциональны на графике Б массе льда в ледниковых покровах, на графике В — площади холодной приледниковой суши (тундры)

палеоклиматическую информацию. Из его анализа следует, что температуры южной полярной области почти непрерывно изменялись, испытывая колебания разных амплитуд. Максимальную амплитуду изменение $\delta^{18}O$ имело во время предпоследней терминации, когда оно составило 6,5‰, что согласно упомянутому выше соотношению соответствует потеплению на 10°; меньшую амплитуду, равную 5‰ и отвечающую потеплению на 8°, — во время последней терминации, т.е. при переходе от плейстоцена к голоцену. По-видимому, как минимум такими были температурные различия между "ледниковыми" и "межледниковыми" климатами Антарктиды. Именно такие амплитуды изменений палеотемператур при переходах от ледниковых эпох к межледниковьям выявлены изотопно-кислородным анализом керна из скважин, пробуренных во льду у антарктических станций Бэрд и Купол С, на ледниковом куполе о-ва Девон в Канадской Арктике, а также на северо-западе и в центре Гренландского ледникового щита (Dansgaard et al., 1982). Правда, по численной модели распределения температур в Гренландском ледниковом щите, основанной на измерениях в скважине у станции Дай-3, средняя температура последней ледниковой эпохи на юге и в центре Гренландии была на 12° ниже современной (Dahl-Jensen, Johnsen, 1986). А по данным комплекса других палеотемпературных методов, суммированным Р. Фейрб-

риджем (Fairbridge, 1961b), изменения температур всей северной полярной области достигала в эту эпоху 15° .

В то же время в экваториальной и тропических широтах температуры менялись, вероятно, в акваториях океана не более чем на $1-2^{\circ}$, а на материках — на $2-4^{\circ}$. В умеренных же широтах температурные изменения в общем имели промежуточные значения, хотя и сильно варьировали в зависимости от местных условий; по-видимому, их средний размах составлял $6-7^{\circ}$, несмотря на то что для отдельных районов умеренного пояса реконструированные значения похолоданий меняются от 3 до 15° . При этом совершенно очевидно, что отличие средних глобальных температур ледниковых эпох от современных были заведомо меньше таких же отличий, характерных для высоких и даже средних широт, в чем, несомненно, сказывалось влияние экваториальных и тропических поясов с их огромной площадью и малыми амплитудами температурных колебаний.

Что касается конкретных оценок размаха средних глобальных похолоданий, то они у разных авторов сильно расходятся. Не останавливаясь на сравнительно старых определениях, базировавшихся только на "наземной" информации и предполагавших похолодания на 10° и более, а также на некоторых моделях энергетического баланса ледниковых эпох, дающих похолодание на 20° (Huggett, 1985), укажем лишь следующее. По известной реконструкции палеоклимата для 18 тыс. лет назад, выполненной участниками Проекта КЛИМАП (CLIMAP, 1981), отклонение средней температуры Земли эпохи максимума последнего оледенения от современной составляло лишь $3,6^{\circ}$. А по расчетам Д. Ринда и Д. Петита (Rind, Peteet, 1985), проверивших данные КЛИМАПа путем их подстановки в новейшие модели глобальной циркуляции с обработкой на ЭВМ, снижение средней температуры планеты в ту же эпоху должно было достигать $5-6^{\circ}$, что значительно лучше соответствует геологическим данным. Наша интерпретация палеоклиматической информации дает результаты, близкие к выводам Ринда и Петита: нам также представляется наиболее вероятным, что среднее похолодание Земли в последнюю ледниковую эпоху было равно около 6° , хотя на континентах оно могло быть несколько более значительным, а в акватории океана — примерно на градус меньшим.

Продолжим, однако, рассмотрение палеотемпературной кривой со станции Восток. Из нее следует, что на главные, ледниково-межледниковые, колебания температур накладывались температурные изменения второго порядка, размах которых достигал лишь $4-5^{\circ}$ (изменения $\delta^{18}\text{O}$ на $3,0-3,5\text{‰}$). С этими колебаниями были связаны так называемые межстадиальные интервалы, при которых происходили отступления ледников и сравнительно кратковременные подъемы уровня "ледникового" океана, оставившие след в виде датированных террас на тектонически поднимающихся островах — Барбадос, Новая Гвинея и некоторых других (см. рис. 25).

На рис. 26 палеотемпературная кривая сопоставлена с тремя другими графиками, с которыми она достаточно надежно увязывается по времени. График *Б* — это уже рассмотренная нами гляциоэвстатическая кривая, которая отражает ход изменений объема вод Мирового океана и суммарной массы ледниковых покровов Земли. График *В* показывает изменения палеоботанической обстановки; он заимствован из работ Ж. Вуаляра

(Woillard, Mook, 1982) по торфянику Гран-Пиль и демонстрирует колебания в относительных площадях леса и тундры в северо-западной части Франции, которая во время оледенений становилась частью приледниковой зоны Европы. Наконец, график Γ описывает изменения значений летней инсоляции в высоких (75°) и средних (50°) широтах северного полушария, имеющих критическое значение для развития оледенений. Известно, что изменения инсоляции имеют периодический характер и что эта периодичность на разных широтах различна: в высоких широтах в ней отчетливо доминируют циклы с длиной 41 тыс.лет, которые обусловлены периодическими изменениями наклона земной оси к плоскости эклиптики, а в средних широтах — циклы длиной 19 и 23 тыс.лет, связанные с явлением прецессии равноденствий. Периодические изменения испытывает и третий орбитальный параметр — эксцентриситет земной орбиты, причем весь цикл преобразований формы орбиты от почти правильного круга до явного эллипса и назад к кругу занимает около 100 тыс.лет, так что по своей длине он оказывается близким к ледниково-межледниковому циклу. Однако, судя по расчетам, инсоляционный эффект изменений эксцентриситета крайне мал (Lockwood, 1980; Imbrie et al., 1984).

Изменения палеотемператур, отраженные на графике A , идеально коррелируются с колебаниями инсоляции графика Γ : все крупные пики похолоданий синхронны минимумам летней инсоляции, а все пики потеплений — инсоляционным максимумам. В этом можно видеть подтверждение вывода Дж. Имбри, Н. Шеклтона, Дж. Хейса и других исследователей, основанного на результатах спектрального (статистического) анализа, о существовании несомненной связи между орбитально обусловленными колебаниями летней инсоляции, или "эффектами Миланковича", и глобальными разрастаниями оледенения. Вместе с тем амплитуды климатических изменений, отраженные на палеотемпературной кривой со станции Восток и установленные в других районах мира, явно не соответствуют размаху колебаний инсоляции. Данное обстоятельство подводит нас к вопросу, который в настоящее время стал центральной проблемой всей ледниковой теории (Denton, Hughes, 1983): почему колебания инсоляции, которые имеют небольшие абсолютные значения и, как давно установлено, способны к непосредственному изменению средней температуры Земли не более чем на 2° , в итоге вызывали, по крайней мере, втрое большие температурные сдвиги? Иными словами, актуальной становится задача выяснения физических механизмов, которые трансформируют колебания региональной инсоляции в изменения глобального климата и оледенения.

Фактические амплитуды похолоданий климата Земли, достигавшие, как было показано выше, в последние 130 тыс.лет 6° , объясняются усилением орбитального "сигнала" в системе оледенение—океан—атмосфера. Сейчас можно назвать несколько механизмов такого усиления. Главный из них связан с увеличением альбедо земной поверхности, обусловленным ростом площадей морских льдов, снежного покрова и ледников.

Известно, что влияние оледенения на альбедо зависит не только от свойств снежно-ледниковых поверхностей, но и от облачности над ними. При большой облачности, которая совместима с некоторыми видами

оледенения, в частности с полярными морскими льдами и субарктическим снежным покровом, появление покровов снега и льда сопровождается лишь незначительными изменениями альбедо. Однако те же изменения, связанные с большими ледниковыми щитами, шельфовыми ледниками и снежными полями материковых равнин умеренных широт, чрезвычайно велики и имеют термические последствия, ощутимые в масштабах планеты. Об этом, в частности, свидетельствуют расчеты В.М. Котлякова и А.Н. Кренке (1982а), которые определили термический эффект современных снежно-ледниковых и морских ледовых покровов, средняя (за год) площадь которых в обоих полушариях равна 62 млн.км² (Kukla, Gavin, 1980). Распространен на них значения альбедо, прозрачности атмосферы и доли радиации с ясного неба, полученные измерениями во внутренней Антарктиде и на Земле Франца-Иосифа, т.е. в репрезентативных для континентальных и морских условий оледенения районах, они сделали вывод, что связанное с этими покровами снижение прихода радиационной энергии достигает $13 \cdot 10^{16}$ МДж/год. Последнее означает глобальное падение поглощенной радиации на 4%, что способствует усилению широтной дифференциации климата. Благодаря современным снежно-ледниковым покровам альбедо Земли как планеты увеличено на 3%, что, согласно расчетам М.И. Будько (1969), служит причиной снижения средней температуры приземного слоя воздуха, по крайней мере, на 3°.

В последнюю ледниковую эпоху, когда суммарная площадь ледников учетверялась, а для акваторий с айсбергами, покровов морских льдов и снега было характерно и значительное расширение площадей, и удлинение сроков существования, планетарное альбедо еще более снижалось. Особенно важную роль в этом снижении играли ледниковые щиты, которые имели большую высоту, в связи с чем отражательная способность их поверхностей в отличие от альбедо морских льдов и равнинного снега оставалась одинаково большой как в зимние, так и в летние сезоны. По оценке участников проекта КЛИМАП (Gates, 1976), среднее альбедо плейстоценового ледникового покрова Антарктиды составляло 0,9, альбедо других ледниковых покровов — около 0,8; для морских льдов южного и северного полушарий эти значения приняты равными соответственно 0,8 и 0,7, а для территорий, на которые распространялись сезонный снежный покров или ледниковые комплексы горного типа, они снижались до 0,4. Для сравнения укажем, что альбедо свободной от ледников суши варьирует в пределах от 0,14 до 0,28, возрастая до 0,3 лишь в пустынях, подобных Сахаре. По расчетам Л. Гейтса, среднее глобальное альбедо Земли в последнюю ледниковую эпоху достигало 0,22, т.е. было на 57% выше современного, равного 0,14. Причем указанное значение 0,22, видимо, должно быть еще несколько увеличено, так как Л. Гейтс располагал неполными данными о масштабах последнего оледенения, в частности не знал о Тибетском и Восточно-Сибирском покровах, и не мог полностью учесть его влияние. Таким образом, у нас есть все основания считать, что в силу повышения альбедо Земли и обусловленных им тепловых потерь средняя глобальная температура в рассматриваемую эпоху снижалась еще примерно на 3°.

Дополнительный механизм обратной связи, усиливавший орбитальный "сигнал к похолоданию", связан с радиационными свойствами снежно-

ледниковых масс. Как всякие нагретые выше абсолютного нуля тела, эти массы испускают собственное длинноволновое излучение, причем специфической особенностью снега является его способность излучать тепловую энергию почти как абсолютно черное тело. Данное обстоятельство приводит к выхолаживанию "приземного" воздуха, вследствие чего над каждым крупным ледниковым щитом формируется слой температурной инверсии толщиной в несколько сот метров. Поскольку же поверхности этих щитов наклонены от центров к периферии, над ними возникают горизонтальные градиенты атмосферного давления, которые порождают постоянные приповерхностные ветры инверсии, переходящие в краевых зонах в периодические стоковые ветры ураганной силы.

Таким образом, выхолаженный над ледниковыми щитами воздух стекает к их периферии. Как показали аэрометеорологические наблюдения в Антарктиде, в современных условиях ледяного материка отток холодного воздуха ясно выражен в атмосферном слое "поверхность льда — уровень 600 мбар (2,6 км)", а на высотах от 5 до 15 км здесь существует противоположно направленное компенсационное противотечение, с которым периферические воздушные массы поступают в центральную область, где они опускаются и испытывают адиабатическое нагревание (Лысаков, 1980). Однако длинноволновое излучение подстилающей поверхности не только компенсирует это нагревание, но и обуславливает дальнейшее охлаждение воздуха. При этом в перенасыщенном влагой воздухе на верхней границе слоя инверсии происходит сублимация водяного пара, идет образование и оседание ледяных кристаллов, а выделяющееся скрытое тепло поглощается снежной поверхностью и тут же излучается в космическое пространство сквозь тонкую, холодную и сухую атмосферу над ледниковым щитом (Завьялова, 1980). В итоге поверхность щита теряет и ту небольшую долю прямой солнечной радиации, которую она может усвоить, и то явное и скрытое тепло, которое она получает от атмосферы.

Все это позволило сделать вывод, что и над древними ледниковыми щитами формировались такие же циркуляционные ячейки, "моторами" которых были сами щиты с их способностью к мощному выхолаживанию. Движение воздуха в этих ячейках обеспечивало перенос атмосферной влаги и энергии к ледниковым покровам из окружающих областей, охлаждение поступающих к ним масс воздуха и сток их энергии в космос (Denton, Hughes, 1983). Полная количественная оценка температурных эффектов этих процессов остается делом будущего, однако не приходится сомневаться, что масштабы общего охлаждения возрастали с увеличением размеров ледниковых покровов. Согласно расчетам, основанным на данных полевых измерений энергообмена, поток тепла из воздуха в лед и его излучение приводят к тому, что в современной Гренландии приземный слой атмосферы толщиной в 1,5 км охлаждается на 1° , а в Антарктиде температура слоя воздуха, по толщине соизмеримого с тропосферой, в силу тех же причин снижается примерно на 2° . Таким образом, даже в современных условиях этот процесс дает результаты, ощутимые в масштабах целых полушарий (Котляков, Кренке, 1982а; Гросвальд и др., 1985а).

Наконец, в самые последние годы стал известен и третий механизм положительной обратной связи между ростом оледенения и снижением

температур. Его открытие стало возможно благодаря выяснению состава плейстоценовой атмосферы, образцы которой были выделены из керна, полученного при глубоком бурении ледниковых шитов Антарктиды и Гренландии. Было установлено, что для воздуха, сохранившегося во льду с последней ледниковой эпохи, характерно пониженное содержание CO_2 ; по данным многократно повторенных анализов его концентрация оказалась равной лишь 0,02%, тогда как в современном воздухе она составляет около 0,03%. При этом по расчетам, выполненным на базе одной из наиболее совершенных циркуляционных моделей и учитывающим эффекты обратных связей CO_2 в атмосфере, такое сокращение концентрации этого газа, а именно уменьшение его содержания на одну треть, должно было приводить к снижению средней температуры Земли еще на 1° (Manabe, Wetherald, 1975).

Количество CO_2 в атмосфере в общем определяется уровнем вулканической активности, в связи с чем наиболее крупные изменения температур считаются следствием эндогенных геологических процессов, опосредствованных через концентрацию CO_2 в атмосфере (Ясаманов, 1985). Однако сказанное выше верно лишь до тех пор, пока рассматриваются наиболее крупномасштабные климатические изменения. При анализе тех же изменений, имеющих временной масштаб в десятки и сотни тысяч лет, соизмеримый с длительностью ледниково-межледниковых циклов, на передний план, наоборот, выступает зависимость количества CO_2 от климата. Сейчас известно, что концентрация CO_2 в атмосфере контролируется его количеством, растворенным в поверхностном слое океана, а это количество зависит не столько от растворимости CO_2 в воде, сколько от интенсивности его поглощения фитопланктоном при фотосинтезе. Причем постоянно идущая смена поколений планктонных организмов сопровождается "перекачкой" CO_2 из атмосферы в океан, которая никогда не прекращается: одни особи отмирают и связанный в их скелетах углерод погружается в океанские глубины, другие приходят им на смену и поглощают новые порции CO_2 из воздуха. Таково действие механизма, который получил название "биологического насоса" (Lockwood, 1985). Очевидно, что его эффективность тем выше, чем больше биомасса планктона. Последняя же, как известно, прямо зависит от скорости перемещения океана, в частности от интенсивности подъема воды в апвеллингах, с которым связано поступление к поверхности фосфора и других питательных веществ. А активизация апвеллингов, как и всей океанской и атмосферной циркуляции, имела место именно в ледниковые эпохи (см. ниже). Сказанное делает понятной причину сокращения количества CO_2 в атмосфере и ослабления его парникового эффекта, характерных для этих эпох.

Таким образом, сейчас можно указать, по крайней мере, три природных механизма положительной обратной связи между оледенением и похолоданием, которые позволяют объяснить, хотя бы на качественном уровне, особенности температурного состояния Земли в ледниковые эпохи.

Атмосферные осадки. Вопрос об изменениях количества атмосферных осадков и их территориальном распределении относится к числу сложнейших. Между тем от его решения зависят оценки интенсивности питания плейстоценовых ледниковых покровов. Имеющиеся реконструкции

осадков, выполненные для эпохи последнего оледенения на основе данных о составе ископаемой флоры и по другим индикаторам, дают лишь очень приблизительную картину, которая свидетельствует о крайне неравномерном распределении увлажнения на площади суши, гораздо более неравномерном, чем распределение температур. Эта картина оказывается и очень неполной: на картах осадков, составленных для ледниковой эпохи, имеются крупные пробелы, приходящиеся главным образом на области оледенения, т.е. на наиболее важные для рассматриваемой проблемы площади. Данный недостаток частично восполняется материалами теоретических исследований и численных экспериментов на ЭВМ, опирающихся на глобальные модели атмосферной циркуляции и экспериментально установленные связи между влагоемкостью воздуха и испарением, с одной стороны, и температурами — с другой.

Как уже отмечалось, температуры воздуха в ледниковые эпохи были в целом ниже современных. Поэтому многие палеоклиматологи считают, что и количества атмосферных осадков в эти эпохи были меньше современных. Так, согласно уже упоминавшейся модели Л. Гейтса, общее влагосодержание атмосферы в летние сезоны последней ледниковой эпохи падало, причем в северном полушарии его падение составляло 37% относительно современного, а в южном — 23%; общее испарение и количество осадков по той же модели снижалось на 15%. По некоторым другим реконструкциям, уменьшение количества осадков в северном полушарии составляло 50%, а в его полярной области — даже 100–150%. В этой связи некоторые исследователи высказывают сомнение в совместимости упомянутой выше концепции сверхкрупных ледниковых систем плейстоцена с восстанавливаемым климатом ледниковых эпох.

Однако выводы о сухости ледниковых климатов не могут приниматься без принципиальных корректив, так как они часто делаются без учета тех изменений в атмосферной циркуляции и уровне конденсации, которые были характерны для ледниковых эпох. Как показал О.А. Дроздов (1977) на основе элементарных физических соображений и эмпирических данных, количество осадков r определяется не только влагосодержанием атмосферы, но и двумя другими членами соотношения:

$$r = \alpha \omega \psi(H),$$

где α — циркуляционный параметр; ω — суммарное содержание влаги в столбе воздуха; $\psi(H)$ — функция относительной влажности, от которой зависит уровень конденсации.

При постоянных условиях увлажнения, когда α и $\psi(H)$ неизменны, количество осадков действительно увеличивается с ростом температуры, в связи с чем потепления сопровождаются увеличением влажности, а похолодания — ее снижением. Но фактические температурные изменения, даже сравнительно короткопериодные — внутривековые и вековые, почти всегда идут на фоне изменений в уровне конденсации и условиях циркуляции, в связи с чем связи между температурами и осадками нередко оказываются противоположными. В частности, даже короткие потепления могут вызывать убывание снежности суши и сокращение площадей морских льдов, а следовательно, и ослабление температурных контрастов между полярными и тропическими широтами, в связи с чем поступ-

ление влаги с океана в глубь континентов уменьшается. И наоборот, похолодания могут приводить к усилению указанных контрастов и росту увлажнения суши, что подтверждается данными прямого синоптического анализа.

Все это в полной мере относится к ледниково-межледниковым изменениям увлажненности. Как уже отмечалось, в ледниковые эпохи полярные области Земли охлаждались сильнее тропических и экваториальных, так что температурные контрасты между высокими и низкими широтами существенно возрастали. Если сейчас разность между средними температурами экваториальных и полярных областей составляет $30-35^{\circ}$, то во время оледенений она увеличивалась до $55-70^{\circ}$ (Ясаманов, 1985), что повышало энергию всех океанских и атмосферных процессов. Активизация этих процессов в ледниковые эпохи доказана исследованиями, проведенными океанологами и палеоклиматологами (Бараш, 1983; Монин, 1982; Сеидов, 1985; CLIMAP..., 1981; Kennett, 1982). Было установлено, что при глобальных похолоданиях увеличивались скорости и менялись направления ряда океанских течений, включая Гольфстрим и Куро-сио; усиливались температурные градиенты на океанологических фронтах и циркуляция в субполярных круговоротах; активизировались динамические процессы в зонах апвеллинга. Одновременно усиливались ветры, включая пассаты; возрастала энергия круглогодичных барических депрессий, лежащих над зонами контакта океана с ледниковыми покровами, в частности исландской и субантарктических; мощной и круглогодичной становилась и алеутская депрессия, которая в современных условиях проявляется только зимой; повышалась циклоническая активность атмосферы, связанная с такими барическими депрессиями, а зоны западного переноса смещались в более низкие широты; этот сдвиг сопровождался усилением испарения (Gates, 1976; Manabe, Broccoli, 1985).

Прямые доказательства активизации атмосферной циркуляции при усилении оледенения получены в результате изучения количества и крупности пылевых частиц, вынесенных ветрами с материков на ледники и в океан. В ходе осуществления одной из специальных программ были выполнены морские геологические работы в различных частях Мирового океана и собраны данные о составе и толщине слоев золотого материала, участвующего в строении глубоководных осадков разного возраста. В результате было доказано, что развитие текущей ледниковой эры, продолжающееся уже не менее 30–35 млн. лет, сопровождается большим увеличением скорости накопления и крупности золотой пыли на океанском дне. Было также установлено, что максимума это увеличение скорости достигало в интервалы времени, которые совпадали с эпохами плейстоценовых оледенений (Rea et al., 1985).

В последнее десятилетие выяснилось, что главнейшими районами интенсивного энерго- и массообмена между океаном и атмосферой, прежде всего ускоренного поглощения океанской влаги воздушными массами, являются специфические зоны океана, в пределах которых мощные течения, несущие тепло из низких широт в высокие, вступают в контакт с холодными субполярными морями и оледенелыми побережьями. В открытом океане такие высокоградиентные зоны, как правило, примыкают с "субтропической стороны" к оторвавшимся от берега блокирую-

щим зональным струйным течениям, от которых во многом зависел палеоклимат океана (Сеидов, 1985). В советской научной литературе эти зоны получили название энергоактивных зон океана. Наблюдения на полигонах, охватывающих районы взаимодействия Гольфстрима с материковыми окраинами Северной Америки и Европы и Куро시오 — с побережьем Японии, и анализ полученных при этом данных позволили сделать вывод, что взаимодействия атмосферы с ЭАЗО играют ведущую роль в формировании современного климата и его изменений. Эта концепция легла в основу теории климата и долгосрочного прогноза погоды, разработанной Г.И. Марчуком (1983 и др.).

Не приходится сомневаться, что ЭАЗО существовали и в эпохи плейстоценовых оледенений. Более того, в силу отмеченного выше усиления межширотных температурных контрастов ЭАЗО ледниковых эпох должны были отличаться от современных особенно большой мощностью и высокой повторяемостью активизаций. Последние, очевидно, связаны с периодическими возмущениями гидрофизических полей океана, в которых проявляется его баротропная и бароклинная неустойчивость. Явления этой неустойчивости широко развиты в современном океане, а в океане времени оледенений ее роль еще более возрастала, что объясняется все тем же усилением межширотных перепадов температур и повышением энергии океанских процессов (Каменкович и др., 1982).

Есть данные, что в периоды активизаций палео-ЭАЗО перенос влаги с океана на континенты становился настолько большим, что в районах развития оледенения интенсивность снегопадов существенно превосходила современную. Об этом, в частности, свидетельствуют исследования У. Раддима и А. Макинтайра (Ruddiman, McIntyre, 1979) в Северной Атлантике, субполярная область которой сейчас рассматривается как главнейший источник влаги, питавшей Лаврентьевский и Евразийский ледниковые покровы. Изотопно-кислородный анализ бентосных фораминифер и изучение сообществ планктонных организмов, проведенные по одним и тем же временным срезам из 15 колонок донных грунтов этой области, позволили доказать, что на этапах быстрого роста оледенения, которые приходились на интервалы времени 115–110 и 80–75 тыс. лет назад и отразились на гляциоэвстатической кривой в виде круто падающих отрезков, десятки миллионов кубических километров льда накапливались за отрезки времени, имевшие продолжительность всего лишь по 5–10 тыс. лет, а также что поверхность океана, омывавшего уже оледенелые побережья Лабрадора и Гренландии, была на этих этапах почти столь же теплой, как сейчас (рис. 27). Это значит, что в зоне Гольфстрима на указанных этапах существовали условия для возникновения палео-ЭАЗО с очень высокими температурными градиентами.

Североатлантическая палео-ЭАЗО показана на рис. 28. На нем же можно видеть и несколько других зон Мирового океана, в которых происходило такое же столкновение относительно теплых водных масс, поступающих из низких широт, с холодными водными массами субполярных круговоротов. Акватории этих круговоротов были практически полностью покрыты паковыми льдами и забиты дрейфующими айсбергами. Можно предполагать, что и во всех других областях контакта водных масс, обладающих контрастными термическими характеристиками, так-

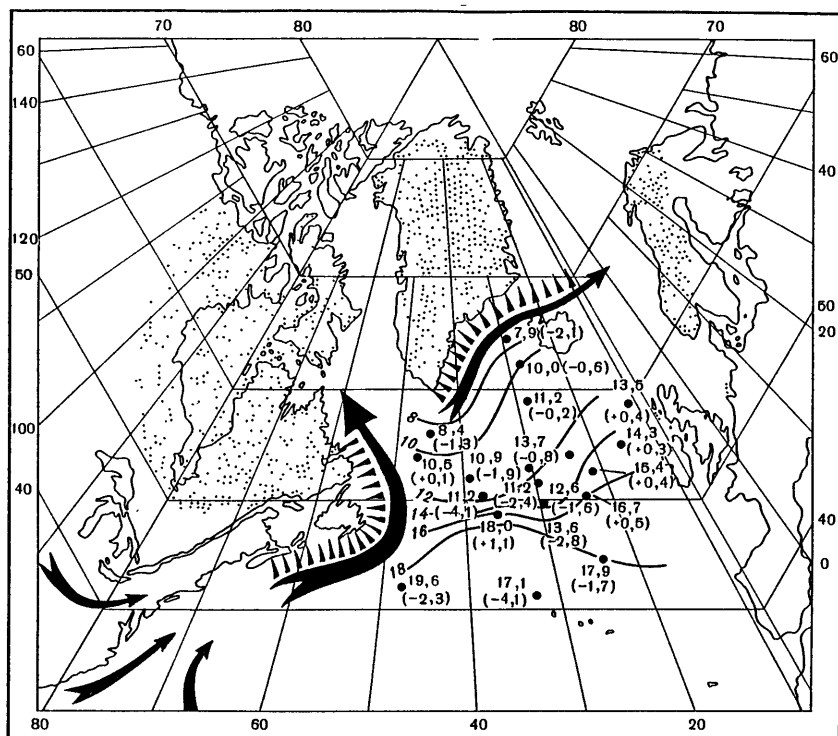


Рис. 27. Циркуляционная и термическая обстановка в Северной Атлантике на этапе быстрого роста оледенения 70–75 тыс. лет назад (Ruddiman, McIntyre, 1979)

Стрелки показывают основные пути циклонов, боковые зубцы на них – направления температурных градиентов. Затенены площади растущих ледниковых покровов. Цифры указывают восстановленные поверхностные температуры, цифры в скобках – их отклонение от современных температур

же формировались палео-ЭАЗО, подобные североатлантической. В зоне Курисио это была северотихоокеанская палео-ЭАЗО, а в зонах столкновения теплых водных масс Бразильского и Восточно-Австралийского течений и течения мыса Игольного с холодной водой циркумполярного Антарктического течения – несколько (не менее трех) субантарктических палео-ЭАЗО. По нашей гипотезе эти зоны Мирового океана были теми мощными очагами, в которых атмосферные циклоны получали океаническую влагу, необходимую для питания растущих ледниковых покровов (Гросвальд и др., 1985а).

Таким образом, отличительной особенностью ледниковых климатов были не только низкие температуры, но и сравнительно высокий уровень атмосферных осадков, который обеспечивался усилением влагонесущих ветров. Однако этот климат был характерен отнюдь не для всей планеты, а лишь для ее ледниковых областей, причем и в них было немало исключений. Что же касается низких широт, то их климат был принципиально иным. В то время когда высокие и умеренные широты испыты-

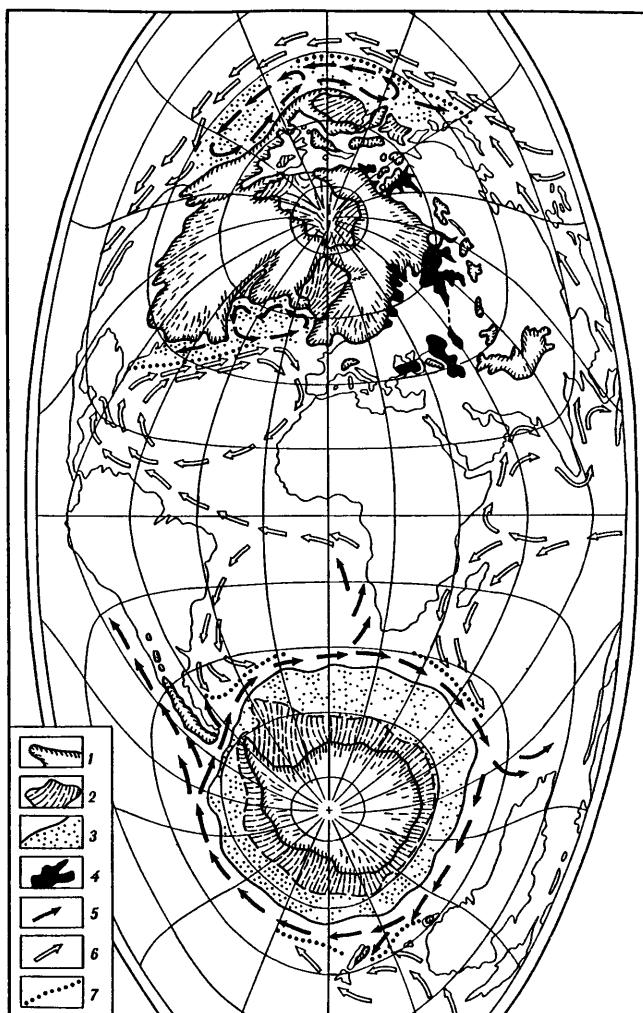


Рис. 28. Ледниковые покровы, морские течения и вероятные положения основных палео-ЭАЗО в эпоху максимума последнего оледенения Земли

1 – ледниковые покровы; 2 – плавучие шельфовые ледники; 3 – многолетние морские льды; 4 – пресноводные внутриконтинентальные бассейны; 5 – океанские течения (круговороты) холодные; 6 – то же, теплые; 7 – зоны столкновения холодных и теплых водных масс океана (вероятное положение палео-ЭАЗО)

тывали похолодание и оледенение, экваториальные и тропические области оставались почти столь же теплыми, как и в современную эпоху, а количество осадков в них сокращалось (CLIMAP..., 1981; Street, 1981). По-видимому, сейчас можно считать доказанным, что во всем поясе, заключенном между северным и южным тропиками, климаты ледниковых эпох были существенно суше современного. Об этом свидетельствуют данные об изменениях растительности и размеров внутриконтинентальных водое-

мов, о колебаниях низкоширотных ледников и интенсивности эоловых процессов. Особенно резкими были изменения площадей влажноэкваториальных лесов, а именно гилей Южной Америки, Центральной Африки и Юго-Восточной Азии, ареалы которых в максимум последнего оледенения резко уменьшились и разрывались, так что их остатки могли уцелеть лишь в нескольких обособленных рефугиумах, где в силу местных условий количества атмосферных осадков оставались близкими к современным. В ледниковые эпохи резко усиливались опустынивание тропических зон и усыхание их речных бассейнов; в них расширялись поля дюн и других форм эолового рельефа, происходила регрессия замкнутых водоемов, подобных озерам Чад, Афар, Мундафан, Раджастан и др.

В то же время в субтропических зонах и во внеледниковых районах умеренных широт климат становился более влажным, что находит объяснение в смещении зон западных воздушных течений в сторону экватора и в уменьшении потерь влаги на испарение; из расчетов и экспериментов следует, что падение температур на $7-8^{\circ}$ должно было сопровождаться снижением испарения более чем на 40%. Рост эффективного увлажнения подтверждается палеоботаническими и гляциогеоморфологическими данными, а также следами высоких уровней озерных бассейнов, которые занимали ныне сухие или полусухие впадины, такие, как Котловина Больших Озер Северной Монголии, депрессия Мертвого моря на Ближнем Востоке, Долина Смерти и другие котловины пустынного Запада Северной Америки (Мурзаева и др., 1984; Street, 1981; Woodcock, 1986).

Берингийский климат. Возвращаясь к проблеме собственно ледниковых климатов, еще раз подчеркнем, что в типичных случаях они были холодными и сравнительно влажными, точнее многоснежными. Однако из этого правила были исключения: влагонесущие ветры могли доставлять осадки только в те районы ледниковых областей, которые были открыты для вторжений океанических воздушных масс. В таком положении оказывались, например, западный край Кордильерского ледникового комплекса, западный и южный края Евразийского ледникового покрова, восточная и южная окраины Лаврентьевского ледникового щита и примыкавшие к ним участки безледной суши. Что же касается высокоширотных районов, недоступных для вторжений влагонесущих ветров, то в них формировалась особая разновидность ледникового климата, для которой была характерна крайняя степень континентальности: исключительная сухость, чрезвычайно низкие температуры воздуха зимних сезонов и довольно значительное летнее прогревание. Такой климат может быть назван берингийским, так как он типичен для Берингии — безледной суши, которая возникала в ледниковые эпохи на стыке Евразии и Северной Америки и включала наряду с приморскими низменностями Якутии и Аляски осушавшиеся шельфы морей Бофорта, Берингова и Чукотского. По нашей оценке, учитывающей данные расчета С.Я. Сергина (Сергин, Щеглова, 1976) и необходимые поправки, связанные с более полной изоляцией Берингийской суши от океана, чем это предполагал С.Я. Сергин, средние температуры января в ее пределах были ниже -40° , средние температуры июля поднимались до 10° , а годовые количества осадков были меньше 150 мм, причем на зимние сезоны из них приходилось лишь 20–25 мм.

Сравнительно высокие температуры воздуха и сухость летних сезонов Берингии благоприятствовали развитию степной растительности. Здесь были оптимальные условия и для обитания специфического фаунистического комплекса с доминированием травоядных животных, приспособленных к жизни в крайне холодных и сухих условиях. В нем сосуществовали представители холодолюбивой и ксерофильной фауны: бизоны и верблюды, овцебыки и сайгаки, северные олени и яки, лемминги и узкочерепные полевки, песцы и суслики; это значит, что берингийский комплекс был криоксеротическим (Шер, 1976). Показательно, что последниковое изменение климата Берингии, которое проявилось не только в потеплении, но и в значительном увеличении снежности зим, ознаменовалось резким сокращением числа видов наземных животных. Заметно беднее, например, стала при этом фауна Аляски: если еще 12 тыс. лет назад в ней насчитывался 31 вид наземных млекопитающих, то с переходом к голоцену 11 из них вымерли, а 6 видов мигрировали в другие районы (Péwé, 1975).

Очевидно, специфика ледникового климата Берингии объясняется положением области внутри системы больших ледниковых щитов и ледниковых комплексов горно-покровного типа, которые изолировали ее от влияния океана (см. рис. 28). Некоторые методы определения количеств атмосферных осадков, характерных для этого оазиса, освещены в главе 8. Там же предметно показана климатическая роль снижения уровня конденсации, а именно значение этого снижения для усиления питания горных ледников и увеличения экранирующего влияния ("барьерного эффекта") горных хребтов.

Роль краевых морей и высоких плоскогорий. Известно, что климатическое похолодание позднего кайнозоя не было постепенным, плавно развивающимся процессом, а слагалось из серии сравнительно быстрых переходов климата из одного состояния в другое (Kennett, 1982). При этом предполагается, что множественность этих состояний есть следствие неустойчивости климата (Huggett, 1985) и каждое из них устанавливается в результате скачкообразного перехода климатических параметров через некоторый пороговый уровень, на котором постепенное падение температур приводило к внезапному замерзанию определенной группы краевых высокоширотных морей или к соприкосновению нижней границы хionoсферы с платообразными поверхностями больших нагорий, после чего на них возникали ледниковые шапки.

Очевидно, что переходы климата через такие пороги были связаны со скачкообразными разрастаниями криосферы Земли. С появлением новых площадей морского льда, шельфовых ледников и ледниковых покровов вступали в действие механизмы положительной обратной связи оледенения с океаном и атмосферой, т.е. своеобразной цепной реакции, в которой снежно-ледяные массы, вызванные к жизни похолоданием, преобразовывали термодинамику океана и глобальное альbedo, а их изменение в свою очередь приводило к дальнейшему похолоданию.

Роль высокоширотных краевых морей как усилителя климатических похолоданий сейчас изучается многими палеоклиматологами. Часть этих морей находится в полуизолированном положении, отделяясь от Мирового океана подводными порогами и группами островов. В то же время

их внешний тепловой баланс отрицательный, в связи с чем термика и ледовитость таких бассейнов целиком зависят от адвекции тепла с морскими течениями. Поэтому в ледниковые эпохи, когда вследствие снижения уровня океана, усиления его ледовитости и формирования блокирующих зональных струйных течений водообмен с высокими широтами существенно ослабевал, рассматриваемые моря испытывали направленное выхолаживание и в их акваториях возникали условия, благоприятные не только для образования паковых льдов, но и для развития мощных ледниковых покровов "морского" типа. При этом здесь действовал особый, шельфово-ледниковый механизм роста ледников, описание которого приведено во многих работах (Гросвальд, 1983; Hughes et al., 1977). Здесь же лишь укажем, что в северном полушарии почти все краевые моря Северного Ледовитого океана становились центрами формирования ледниковых покровов, а ряд других морей, включая Норвежское, Гренландское, Берингово, Охотское и даже Японское, покрывались шельфовыми ледниками или сплошными полями паковых льдов. Постоянные плавающие льды занимали огромные площади и в Южном океане. Естественно, что оледенение всех названных акваторий оказывало сильное влияние на глобальные температуры.

Сходную климатическую роль играли и ледниковые шапки, возникавшие на платообразных поверхностях высоких нагорий. По-видимому, они формировались так же быстро, как и "морские" ледники краевых морей, поскольку в условиях плоскогорного рельефа субстрата появление снежно-фирновых полей могло быть одновременным на обширных площадях. Предполагается, что именно так сравнительно быстро образовались ледниковые покровы на горных плато Киватина и Баффиновой Земли в Северной Америке, на плоскогорьях Тибета и Восточного Памира в Азии. Очевидно, что и эти фирново-ледяные массы служили усилителем глобальных похолоданий. Это особенно справедливо в отношении ледникового покрова Центрально-Азиатского нагорья, который был наиболее крупным по размерам, располагался на большой высоте и в субтропических широтах. По заключению М. Куле (Kuhle, 1985), тепловые потери, вызванные образованием этого покрова, должны были примерно в 3 раза превышать такие же потери, связанные с высокоширотным Гренландским ледниковым щитом. Это послужило основанием для выдвижения гипотезы, отводящей Тибетскому ледниковому покрову роль триггера плейстоценовых оледенений Земли.

КЛИМАТЫ ЭТАПОВ ДЕГРАДАЦИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Выяснение причин, хронологии и механизмов терминаций (быстрой деградации плейстоценовых ледниковых покровов) принадлежит к числу важнейших проблем ледниковой теории. Поэтому этим проблемам посвящаются специальные исследования и конференции специалистов, представляющих разные отрасли наук о Земле (Ruddiman, Duplessy, 1985). Сейчас ясно, что, только решив указанные проблемы, можно получить объяснение таких особенностей ледниково-межледниковых циклов плейстоцена, как их 100-тысячелетняя длительность, асимметричная пилооб-

разная форма графиков, быстрота и резкость переходов от оледенений к межледниковьям. В решении этих проблем следует искать ответ на вопрос об источниках энергии, затраченной на ликвидацию оледенения, а главное — объяснение специфичных климатов, которые были характерны для этапов терминаций.

Особый интерес вызывает природа тех "толчков", которые служили непосредственной причиной терминаций. Судя по рис. 26, последняя из них (как и ряд более древних) совпадала с новейшим максимумом летней инсоляции, что подтверждает мысль о том, что между этими максимумами и терминациями имеется причинно-следственная связь. Выше было показано, что существование этой связи доказано и более строгим анализом. Однако из того же рисунка следует, что за последние 100 тыс. лет указанный максимум не был ни единственным, ни самым большим: ему предшествовали два других инсоляционных пика, приходившихся на 50 тыс. и 90–100 тыс. лет назад, которые терминаций не вызывали. Аналогичная картина была характерна и для более древних циклов. Таким образом, если причина ритмических чередований оледенений и межледниковий действительно состоит в "эффектах Миланковича", то мы должны понять, почему за одними максимумами летней инсоляции следовала ликвидация оледенения, а за другими, в общем не менее значительными, лишь некоторое сокращение массы льда и почему терминации плейстоценовых оледенений повторялись каждые 100 тыс. лет, хотя в вариациях инсоляции, ощутимых в высоких и умеренных широтах, выявляется лишь периодичность в 23 тыс. и 40 тыс. лет.

Для объяснения причин терминаций до сих пор привлекается много гипотез. Быстрые разрушения оледенений предлагают связывать с закономерной реакцией земной коры на действие ледниковой нагрузки, резким сокращением испарения с океана при похолоданиях и ослаблением атмосферного питания ледников, разогревом за счет роста содержания CO_2 в атмосфере и его парниковых эффектов, механизмами обратной связи между "морскими" ледниковыми покровами и повышающимся уровнем океана и с некоторыми другими причинами.

Нам представляется, что наиболее полное и убедительное объяснение известных фактов дает последняя гипотеза. По идее ее авторов — Дж. Дентона, М.Г. Гросвальда и Т. Хьюза (Hughes et al., 1977) — главным фактором плейстоценовых дегляциаций, включая последнюю из них, изученную с особой детальностью, были позднеледниковые эвстатические повышения уровня океана. Реконструкции, разработанные указанными авторами, исходят прежде всего из понимания древних оледенений как динамически единых ледниковых систем, состоявших из компонентов четырех типов — наземных и "морских" ледниковых щитов, ледяных потоков и шельфовых ледников, которые были теснейшим образом связаны друг с другом и через шельфовые ледники и ледяные потоки — с уровнем океана. Через ледяные потоки лед внутренних частей ледниковых покровов стекал в океан. Шельфовые ледники играли роль регуляторов этого стока, а скорости последнего, определявшие как интенсивность продукции айсбергов, так и изменения в морфологии и высоте самих ледниковых систем, зависели от расходов льда у устьев ледяных потоков, для которых критическим было соотношение толщины льда у линии налегания

с уровнем океана. Причем в определенных условиях повышения этого уровня должны были приводить к скачкообразным отступлениям линии налегания, катастрофическим ускорениям ледяных потоков и массовому спуску льда ледниковых систем в океан (Гросвальд, Мазо, 1980; Гросвальд, 1983; Denton, Hughes, 1981).

Согласно этой идее, начало каждой терминации было связано с "эффектами Миланковича" — с повышением летних температур в умеренном поясе северного полушария между 45 и 65 ° с.ш., где располагались южные края наземных частей ледниковых покровов Евразии и Северной Америки. Усиление таяния этих краев и серджи наиболее южных ледяных потоков становились причиной первых этапов повышения океанского уровня. С указанным повышением была связана дестабилизация выдвинутых в океан сегментов ледниковых покровов. Их линии налегания начинали отступать, шельфовые ледники — разрушаться, ледяные потоки стали ускорять движение, пульсировать и усиливать вынос льда в океан, что вызывало дальнейший подъем его уровня и новые выбросы айсбергов. Именно так устанавливалась та положительная обратная связь между дегляциацией и повышением уровня океана, которая обеспечивала быстроту ликвидации ледниковых покровов.

Изложенное выше позволяет решить ряд вопросов, которые до недавнего времени не имели ответов. В частности, становится понятным, почему не все астрономически обусловленные потепления, а лишь некоторые из них могли стать причиной терминаций. Очевидно, описанные выше связи между дегляциацией и уровнем океана могли возникнуть лишь у тех ледниковых покровов, которые становились "морскими", т.е. распространялись на приморские низменности и континентальные шельфы, заставляя их прогибаться под тяжестью льда. Лишь для "морских" ледниковых покровов характерны низкие пороги устойчивости, достигнув которых они могут катастрофически разрушаться в ответ даже на сравнительно слабые внешние воздействия. По-видимому, все известные терминации могли вызываться лишь теми внешними "толчками", которые совпадали с этапами максимального развития оледенений, когда они достигали критических площадей и массы. Иными словами, оледенения завершались быстрыми распадами только тогда, когда внешние толчки (повышения инсоляции) воздействовали на ледниковые покровы, которые в силу закономерностей собственного развития успели созреть для такого распада. И срок их созревания в конкретных условиях текущего ледникового периода Земли должен быть близким к 100 тыс. лет.

Появилась возможность и для решения вопроса об источниках энергии, пошедшей на ликвидацию оледенений. Выше уже указывалось, что последняя дегляциация заняла менее 10 тыс. лет. Между тем сейчас ясно, что если бы ее процесс шел только за счет энергии, получаемой от солнечной радиации и теплообмена с атмосферой, он продолжался бы на порядок дольше. Подсчитано, например, что убывание массы льда со скоростями, которые установлены геологическими методами для восточного сегмента Лаврентьевского ледникового щита Северной Америки, требовало ежегодных затрат энергии $1500 \text{ кДж} \cdot \text{см}^{-2}$, тогда как даже сейчас те же районы получают через атмосферу в среднем не более $130 \text{ кДж} \cdot \text{см}^{-2}$. Однако согласно гипотезе Дж. Дентона с соавторами, подтвержденной

данными морской геологии (Ruddiman, McIntyre, 1981), основная масса плейстоценового льда таяла не на суше, а в океане. Следовательно, энергия, необходимая для этого таяния, поставлялась не атмосферой, а водной массой океана, в которой ее запасы на три порядка больше.

Эффекты спуска льда в океан. Итак, около 90% массы льда древних оледенений таяли в океане за счет тепла, аккумулированного в морской воде. По приблизительным расчетам, за 8–10 тыс. лет последней дегляциации в океан поступила масса льда, которая составляла не менее 60 млн. км³. Естественно, что это не могло не оказать существенного влияния и на термику океана, и на климат атмосферы.

Воздействие сброса айсбергов на климат ощутимо даже в современных условиях: на таяние 480 км³ льда, ежегодно поступающих в Северный Ледовитый океан в виде айсбергов, безвозвратно расходуется около $16 \cdot 10^{17}$ кДж тепла, что втрое превышает тепловой сток сибирских рек и лишь в 20–50 раз уступает океанической адвекции тепла из Северной Атлантики (Котляков, Кренке, 1980). Еще больше энергии расходуется на таяние антарктических айсбергов, ежегодная продукция которых, вероятно, несколько превышает 2 тыс. км³. А таяние льда, поступавшего в океан при "рядовом" позднеледниковом сёрдже, имевшем массу в 1–2 млн. км³, требовало $3-7 \cdot 10^{21}$ кДж тепла, что на три порядка больше среднего теплосодержания воды, ежегодно вносимой в Арктический бассейн Северо-Атлантическим течением.

Механизмы воздействия спуска льда на климат не исчерпываются поглощением скрытого тепла при таянии айсбергов и шельфовых ледников. Талые ледниковые воды опресняли приповерхностный слой воды океана, создавая галоклин, что вызывало сильный рост его зимней ледовитости. Последняя же вместе с массами айсбергов вызывала резкое повышение альбедо океанской поверхности, сокращая поглощение радиационного тепла. Кроме того, рост ледовитости океана, связанный с расширением галоклина; приводил к сокращению испарения и осадков, что способствовало аридизации позднеледникового климата континентов и ускорению отступления ледников (Ruddiman, McIntyre, 1981).

Судя по особенностям динамики "морских" ледников, спуск льда в океан был очень неравномерным процессом, так что терминации состояли из нескольких серий мощных сбросов, или ледниковых сёрджей, при каждом из которых в океан поступали многие сотни тысяч кубических километров льда, и интервалов временной стабилизации оледенения, когда сброс айсбергов замедлялся. Соответствующим образом изменялся и климат умеренных и субтропических широт. По некоторым расчетам, наиболее крупные сёрджи могли вызывать охлаждения климата целых полушарий на 5–10°, ощутимые в течение столетий (Flohn, 1974). О том же свидетельствуют прямые палеогеографические данные: позднеледниковое потепление неоднократно прерывалось короткими похолоданиями, во время которых происходили наступания горных ледников, расширения ареалов тундровой растительности, усиления эоловых процессов.

Очень важны для выяснения причин позднеледниковых колебаний климата данные о соотношении повышения уровня океана с изменениями температур. Новые данные на этот счет, полученные в результате изотоп-

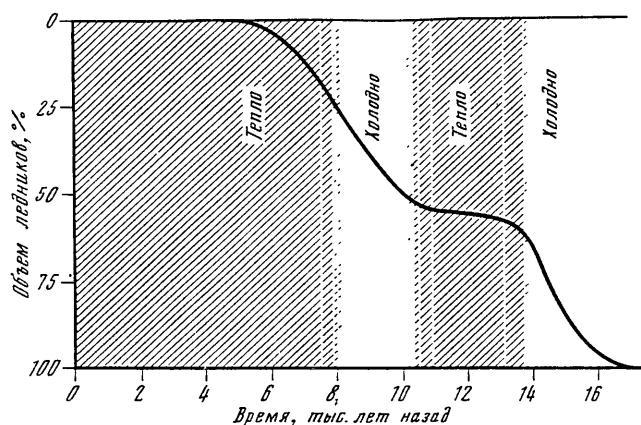


Рис. 29. Соотношение между ходом сокращения суммарного объема ледниковых покровов Земли и изменением поверхностных температур Северной Атлантики в период между 16 и 6 тыс. лет назад по данным изотопно-кислородных и микропалеонтологических исследований глубоководных осадков океана

но-кислородных и микропалеонтологических исследований глубоководных грунтов океана, были рассмотрены на недавней конференции по хронологии и механизмам последней дегляциации (Ruddiman, Duplessy, 1985). При этом были сделаны выводы, что и убывание последнего оледенения, и связанная с ним трансгрессия проходили не плавно, а в два этапа, разделенных перерывом в 2,5 тыс. лет, а также что изменения поверхностных температур Северной Атлантики и колебания ее уровня имели противоположную направленность (рис. 29).

В самом деле, если еще недавно никто не сомневался, что в теплые интервалы позднеледникового происходил быстрый подъем уровня океана, а холодным интервалам соответствовали замедления трансгрессии или даже короткие регрессии, то по впервые полученным фактическим данным это соотношение оказалось обратным. С холодными интервалами, из которых первый приходился на 16–13 тыс. лет назад, а второй имел место 11–8 тыс. лет назад, совпадали не замедления, а ускорения подъема уровня океана, а с теплым бёллинг-аллерёдским интервалом, за время которого поверхностные температуры северной части Атлантического океана повысились не менее чем на 6° , совпал перерыв в позднеледниковой (фландрской) трансгрессии (Duplessy et al., 1981). В этой связи приходится говорить о гляциоэвстатическом парадоксе позднеледникового, который можно объяснить только тем, что периодические охлаждения позднеледникового океана вызывались резкими усилениями притока айсбергов. Установление данного парадокса заставляет предполагать, что во время терминаций изменения климата целиком зависели от интенсивности спуска льда в океан; эта интенсивность определялась закономерностями деградации "морских" ледниковых покровов, а изменения температуры воды и воздуха были вторичны и лишь следовали за этой деградацией.

С целью проверки сделанного вывода М.В. Муратова, Ж.Г. Шишорина и автор этой главы построили карту аномалий (отклонений от современных значений) средних годовых температур поверхности Северной Атлантики и сопредельных материков для хронологического среза 10,5 тыс. лет назад (Гросвальд и др., 1985б). Выбор указанного среза был продиктован следующими соображениями: 1) на него пришлась середина позднеледникового интервала, который ознаменовался внезапным похолоданием, усилением аридности и активизацией горных ледников; 2) ему предшествовал бёллинг-аллерёдский интервал значительного потепления океана и суши (13,3–11,0 тыс. лет назад), во время которого поверхностные температуры воды в восточной половине Северной Атлантики были весьма близки современным (Duplessy et al., 1981). Отсюда следует, что низкие температуры позднего ледникового периода не могли быть пережитком ледниковой эпохи, а явились следствием событий конца бёллинг-аллерёда; 3) в конце названного этапа в воды Северной Атлантики было выброшено огромное количество айсбергов, что уже сравнительно давно установлено по данным исследований глубоководных осадков океана (Ruddiman, McIntyre, 1981).

В основу построения карты температурных аномалий (рис. 30) были положены значения палеотемператур, определенные по наземным палеонтологическим и морским микропалеонтологическим данным для 19 пунктов северной части Атлантического океана и 32 пунктов материков Евразии и Северной Америки. Для суши эти значения получены по датированным диаграммам спектров древесной пыльцы из хорошо изученных разрезов на основе известной методики, разработанной В.П. Гричуком. Палеоботанические данные обрабатывались на ЭВМ, для чего была составлена специальная программа. Для океана значения средних годовых поверхностных температур были частично заимствованы из литературных источников, частично определены Ж.Г. Шишориной по графикам распределения планктонных фораминифер в датированных колонках донных грунтов с использованием метода М.С. Бараша (1985).

При переходе от значений палеотемператур в отдельных точках к карте изолиний равных температурных аномалий авторам пришлось преодолеть трудности, связанные с малым числом контрольных точек и неравномерностью их распределения по площади. Использование традиционного картографического метода линейной интерполяции здесь оказалось невозможным, так как для этого потребовались бы не десятки, а многие сотни точек. Поэтому был разработан метод объективной нелинейной интерполяции и экстраполяции палеоклиматических данных, использующий результаты тренд-анализа изменений температурных параметров по площади (Либерман и др., 1985). При этом на карте учитывались географические закономерности, выявляющиеся при анализе современных карт тех же параметров, причем последние представлялись как результат совместного действия географических факторов разного масштаба – глобального, регионального и местного. Тестовые испытания использованной модели показали, что максимальная ошибка не превышала 2° , а среднеквадратичная составляла 1° .

На нашей карте (см. рис. 30) можно видеть, что в распределении температурных аномалий, характерных для среза 10,5 тыс. лет назад, отчетли-

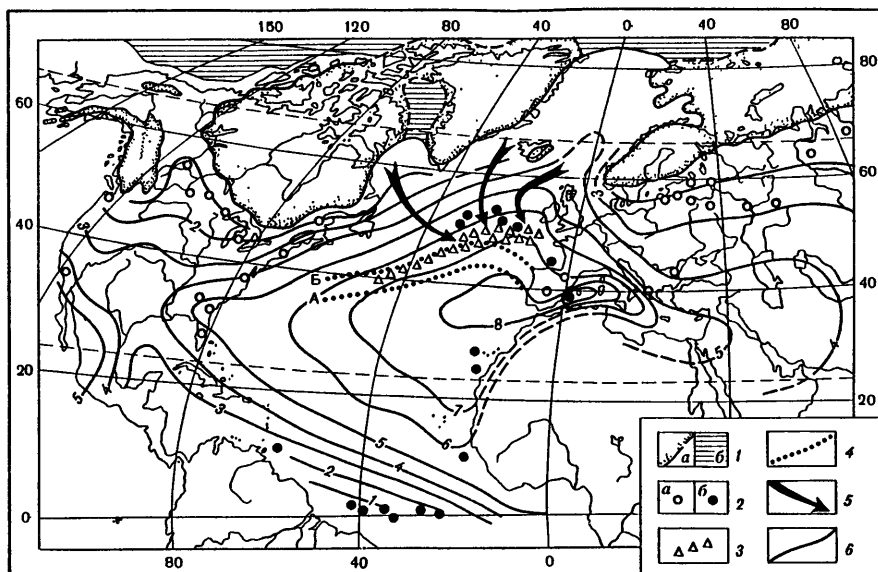


Рис. 30. Отрицательные аномалии средних годовых поверхностных температур Северной Атлантики и сопредельной суши, реконструированные по наземным палеоботаническим и морским микропалеонтологическим данным для хронологического среза 10,5 тыс. лет назад

1 — ледниковые покровы: *а* — налегающие, *б* — плавающие; 2 — пункты определения палеотемператур: *а* — по пыльцевым диаграммам, *б* — по танатоценозам планктонных фораминифер; 3 — зона максимальных скоростей аккумуляции айсберговых песков в период 25–13 тыс. лет назад; 4 — положение гидрологического полярного фронта: *А* — 25–13 тыс. лет назад, *Б* — 11–10 тыс. лет назад; 5 — типичные траектории дрейфа айсбергов; 6 — изолинии равных значений отрицательных аномалий средних годовых температур поверхности океана и суши

во выражены закономерности и тренды, которые не нарушаются при переходе с суши в океан и обратно. При анализе системы изолиний выявлено следующее.

1. Участок максимального похолодания находился в восточной половине Северной Атлантики между 35 и 45° с.ш. и в соседней, западной части Средиземного моря; по направлению на юг, к экватору, и на север, к останцам ледниковых покровов, значения аномалий закономерно убывали. Это значит, что география похолодания 10,5 тыс. лет назад принципиально отличалась от географии температурных аномалий, которая установлена для эпохи максимума последнего оледенения и "малого ледникового периода" и характеризовалась наибольшим похолоданием приполярных областей.

2. Температурные аномалии рассматриваемого этапа имели максимальные значения в океане, где они достигали 8–9°, и вдвое превышали такие же аномалии, выявленные для сопредельной суши. Принимая во внимание известные различия в термической инерции океана и материков, можно сделать вывод, что эпицентр похолодания находился в указанном выше районе Атлантического океана. О том же свидетельствует и гео-

графия похолодания суши: максимальные аномалии приходились на Ближний Восток, Закавказье и Закаспий, т.е. на зону влияния циклонов, приходивших со стороны Восточной Атлантики и Средиземного моря.

3. Участок максимальных аномалий температур океана располагался лишь на 5° южнее зоны, для которой установлена наибольшая скорость накопления айсберговых осадков — до $700 \text{ мг} \cdot \text{см}^{-2}$ в 1000 лет (Ruddiman, 1977). Быстрое таяние айсбергов, поступавших в океан с окружающих материков, начиналось в зоне океанологического полярного фронта, который 10–11 тыс. лет назад протягивался субширотно, располагаясь между 44 и 50° с.ш. (Ruddiman, McIntyre, 1981), а наибольшая интенсивность этого таяния, так же как и связанных с ним термических эффектов, очевидно, была приурочена к району, лежащему непосредственно к югу. К тому же западный перенос воздушных и водных масс способствовал скоплению айсбергов на востоке прифронтальной области и их проникновению в Средиземное море с поверхностным течением, которое компенсирует сток высокосоленной воды этого моря через Гибралтар на запад. Очевидно, что таяние айсбергов на ограниченной площади западной части Средиземного моря может объяснить тот факт, что максимальный размах рассматриваемого похолодания выявлен именно в ее акватории.

4. В пределах океана изолинии равных аномалий отклоняются у берегов Европы к северу, а у берегов Африки — к югу, откуда следует, что 10,5 тыс. лет назад западнее Гибралтара существовала развилка западного течения, ветви которой несли охлажденную воду. Ось этого течения простиралась широтно вдоль 40° с.ш., что хорошо согласуется с позднеледниковым положением океанологического полярного фронта.

5. Одновременно с восточноатлантическим очагом похолодания является и второй очаг, расположенный в акватории Тихого океана. На его существование указывает рост отрицательных аномалий палеотемператур в субтропической части западного побережья Северной Америки, а также на отраженное на нашей карте, но фактически реконструированное похолодание территории юга Советского Дальнего Востока, Кореи и Японских островов. По-видимому, и тихоокеанский очаг был связан с охлаждающим влиянием айсбергов, поступавших в океан при разрушении ледниковых комплексов Британской Колумбии, Аляски, Берингова и Охотского морей.

Таким образом, все особенности распределения аномалий средних годовых температур, которые реконструированы для хронологического среза 10,5 тыс. лет назад, подтверждают постулат о причинной связи позднелидниковой похолодания с одним из этапов массового спуска льда в океан. Что касается более раннего интервала похолодания, имевшего место между 16 тыс. и 13 тыс. лет назад, то его, видимо, следует связывать с другим, еще более мощным этапом спуска льда, который также установлен по "облегчению" изотопного состава морской воды и по вымыванию планктонных фораминифер (Ruddiman, McIntyre, 1981).

Выводы. Представленная качественная (физическая) модель происхождения ледниковых климатов преистоцена предполагает, что как в зарождении этих климатов, так и в формировании их главных особенностей решающая роль принадлежала двум факторам: во-первых, "эффек-

там Миланковича", или периодическим изменениям региональной инсоляции, связанным с непостоянством орбитальных параметров Земли; во-вторых, появлению системы оледенение—океан—атмосфера и взаимодействиям внутри нее. Результатом совместного действия этих факторов были: 1) переход от теплых и малоизменчивых неледниковых климатов, характерных для мезозоя и первой половины кайнозоя, к климатам ледникового типа; 2) колебательный характер изменений глобальных температур в плейстоцене; 3) большой размах и крайняя резкость этих изменений; 4) специфичное протекание ледниково-межледниковых циклов, которое описывается графиками косой пилообразной формы, отражающими сравнительно медленные нарастания массы оледенений и их внезапные быстрые ликвидации (терминации).

Конкретная роль каждого из названных факторов различна. Первый из них, действующий, вероятно, почти столько же долго, сколько существует Солнечная система, создает импульсы, или внешние "толчки", представляющие собой некоторые начальные похолодания и потепления; будучи периодическими, они служат "пейсмекером", или метрономом-стимулятором, который способствует регулярному чередованию ледниковых стадий и межстадиалов, ледниковых эпох и межледниковий. Второй фактор, возникающий только на протяжении некоторых холодных этапов истории Земли, является усилителем орбитальных импульсов. Этот усилитель действует посредством нескольких механизмов, причем на этапах роста оледенений в качестве важнейшего из них выступают положительные связи между расширением криосферы и падением глобальных температур и такие же связи между ростом межширотных температурных контрастов и интенсивностью атмосферного питания ледниковых покровов. А на этапах дегляциаций преобразование "теплых" импульсов в терминации осуществлялось через механизмы положительных связей между спуском льда в океан и повышением его уровня.

В соответствии с настоящей моделью ледниковые периоды начинались после того, как тепловой баланс земной поверхности, который, как известно, отражает меняющиеся параметры ее радиационного и циркуляционного режимов, снижался, а температуры падали настолько, что дополнительного похолодания, связанного с "эффектами Миланковича", становилось достаточно, чтобы вызывать фазовые переходы воды в высоких широтах, образование снежно-ледяных покровов и "включение" той цепной реакции их прямых и обратных связей с температурами, которая и обеспечивала усиление орбитальных импульсов.

Важным звеном модели является вывод о снижении механической устойчивости ледниковых покровов по мере увеличения их размеров, распространения льда на приморские низменности и континентальные шельфы и гляциоизостатического прогибания этих площадей. Именно этим, видимо, объясняется тот факт, что "теплые" импульсы одной и той же силы по-разному сказывались на "недоразвитых" и максимальных оледенениях: оставаясь почти безвредными для первых, они могли вызывать полное разрушение вторых. Только воздействуя на зрелые, а следовательно, приблизившиеся к порогу устойчивости ледниковые покровы, эти импульсы могли дать старт указанным выше механизмам положительной связи между дегляциацией и уровнем океана.

Таким образом, ледниково-межледниковые изменения, которые испытывала система оледенение—океан—атмосфера в плейстоцене, определяя основные параметры климата Земли, представляют собой автоколебания с внешним метрономом-стимулятором. При этом важнейшую роль в автоколебаниях указанной системы, а именно в переходах от стадий роста оледенений к стадиям их распада, играет не ослабление атмосферного питания ледниковых покровов, как предполагается в большинстве "автоколебательных" гипотез, и не запаздывающее изостатическое прогибание материковых окраин, а накопление механической неустойчивости ледниковыми системами в процессе их роста.

Глава 5

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ С ОКЕАНОМ В ЗОНЕ МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИН

Область прямого контакта оледенения и моря характеризуется бурной физико-механической реакцией между льдом и водой. Высокая интенсивность этой реакции обусловлена тем, что теплоемкость воды существенно выше, чем воздуха, а объемный вес льда ниже объемного веса воды. Первая особенность указывает на то, что морские водоемы обладают большим тепловым потенциалом, необходимым для растапливания значительных масс льда, вторая — на механическую неустойчивость ледников, спускающихся в морские бассейны.

Эти две особенности порождают ряд гляциологических явлений с климатическими эффектами, не наблюдающимися в областях "наземного" покровного оледенения. К этим гляциоклиматическим явлениям мы относим: 1) сброс крупных объемов льда в океан, на растапливание которых тратится большое количество тепла с соответствующим выхолаживанием и распреснением поверхностных морских масс; 2) неравномерность поступления льда в океан и большую дальность его разноса; 3) известную ограниченность развития покровных оледенений на материковых окраинах глубинами водных бассейнов и связь изменений размеров и динамики оледенения с колебаниями уровня океана; 4) формирование механизма саморегулирования поступления льда в океан за счет преобразования рельефа материковых окраин в результате эрозионной деятельности ледников.

В этой главе основное внимание уделяется последнему явлению, но предварительно следует рассмотреть некоторые общие особенности стока льда в океан. В современном ледниковом покрове Антарктиды содержится $30,11 \pm 2,5$ млн. км³ льда (Drewry et al., 1982). Основной расход льда в Антарктиде происходит за счет его движения к морю и откалывания айсбергов — ежегодно около 2400 ± 720 км³ льда (Котляков и др., 1977). Второй по размеру ледниковый покров планеты — Гренландский ледниковый щит объемом 2,6 млн. км³ — ежегодно производит айсберги объемом, по разным оценкам, от 310 до 500 км³. Всего в полярные воды обоих полушарий с ледниками ежегодно поступает око-

ло 3340 км³ льда. Откол айсбергов, по оценке Р.К. Клиге (1985), составляет 76% всего суммарного ледникового стока в Мировой океан. Можно утверждать, что для оледенения земного шара в целом ведущими факторами абляции являются не таяние и испарение, а айсберговый сток. На растапливание этого объема айсбергов ежегодно расходуется около 10²¹ Дж тепла.

Существенно, что величина сброса льда в океан сильно варьирует от участка к участку краевой зоны современных ледниковых покровов, что связано с большими изменениями скорости движения льда вдоль этой зоны (Долгушин, 1958). Основная часть расхода льда в море осуществляется ледяными потоками и выводными ледниками. Этот расход происходит непосредственно в океан или через шельфовые ледники, первоначально создавая их нижний структурный ярус. В Западной Антарктиде ледяные потоки и выводные ледники выносят около 90% всего расхода льда этой части покрова в океан (Hughes, 1977). Примерно та же картина отмечена в Восточной Антарктиде. Так, в секторе между 46 и 62° в.д. выводные ледники, ширина которых составляет только 14% всей длины рассматриваемого участка края ледникового покрова, перемещают 88% льда от всего количества, поставляемого в этом секторе в океан (Outlet glaciers..., 1982). В Западной Гренландии 20 выводных ледников общей шириной всего 80,4 км в районе островов Дisko и Уманак ежегодно выбрасывают в Баффинов залив 97 км³ льда, т.е. около 2/3 всех потерь льда Гренландским покровом (Weidick, Olesen, 1980). Если бы в Гренландии не происходил сброс льда выводными ледниками в океан, то абляция при современных условиях смогла бы компенсировать только 30–50% аккумуляции на Гренландском ледниковом покрове и его баланс стал бы резко положительным. Ясно, что прекращение контакта оледенения с морем, которое может быть вызвано изменением уровня моря, или отступление концов выводных ледников может привести к изменению баланса массы всего ледникового покрова, причем и в условиях достаточно развитой области абляции, которая в Гренландии занимает около 14% всей площади ледникового покрова.

Из сказанного следует, что способность океана "поглощать" большое количество льда на сравнительно узких участках его контакта с ледниковыми покровами, во-первых, стимулирует развитие выводных ледников и ледяных потоков с высокой концентрацией движения и расхода льда, аккумулировавшегося на обширных ледосборах; во-вторых, коренным образом перестраивает структуру баланса оледенения; в-третьих, сильно влияет на морфологию всего ледникового покрова. Так, в Гренландии основной ледораздел тянется с севера на юг, подчиняясь условиям стока льда в океан. Если бы основным фактором расхода льда была поверхностная абляция, то, очевидно, основная область аккумуляции находилась бы в северной части, а область абляции — в южной и в связи с этим наблюдалось бы широтное простираие ледораздела. В свою очередь, морфология ледниковых покровов, контролируемая условиями стока льда, может определять особенности стока воздуха с ледниковой поверхности и траектории движения барических образований.

Некоторое представление о величинах стока льда, скоростях движения ряда выводных ледников и ледяных потоков дает табл. 9. Хотя

Таблица 9
Некоторые характеристики выводных ледников
и ледяных потоков

Ледник	Площадь ледосбора, 10^3 км^2	Средняя аккумуляция, $\text{г/м}^2 \cdot \text{год}$	Средняя скорость, км/год	Средняя ширина, км	Расход льда, 10^9 т	Литературный источник
Пайн-Айленд	182,11	30,0	0,71	26,2	25,5	Lindstrom, Hughes, 1984
Ратфорд	286,88	25,0	0,40	26,0	17,4	Там же
Туейтс	158,57	30,0	3,10	49,0	44,4	"
В	163,00	15,0	0,45	50,0	15,8	Rose, 1979
С	122,00	15,0	0,20	80,0	11,4	Там же
D	104,00	15,0	0,30	60,0	9,7	"
E	131,00	15,0–20,0	0,40	90,0	21,1	"
Ламберта	964,00	3,3	0,35	40,0	18,0	McIntyre, 1985
Сирасе	200,00	6,4	2,50	17,8	13,4– 14,7	Fujii, 1981
Рейнера	80,00	7,0	0,64	20,0	10,4	Outlet glaciers ..., 1982
Якобсхавн	81,35	48,0	7,00	7,0	39,5	Bindschadler, 1984

оценки расхода льда через выводные ледники приближительны, тем не менее они дают хорошую характеристику порядка расхода льда через отдельные выводные ледники: ежегодно через их устьевые части, имеющие сечение от первых до нескольких десятков квадратных километров, проходит от нескольких единиц до десятков гигатонн льда — значительно больше, чем через все крупнейшие горные ледники мира.

В отличие от горных ледников выводные ледники не имеют сезонов аккумуляции и абляции. Откол айсбергов происходит крайне неравномерно во времени, что подтверждается современными наблюдениями за динамикой края ледникового покрова Антарктиды. Так, мощный ледяной поток Ютульстемен шириной около 50 км, дренирующий ледниковое плато Земли Королевы Мод, в результате откола гигантского айсберга потерял за полтора года 1125 км^3 льда. На восстановление этого объема, несмотря на большой ежегодный приток льда ($12,48 \text{ км}^3$), потребуется не менее ста лет (Declier, van Autenboer, 1982). Сходным режимом отличаются все выводные ледники. Такой неустойчивый характер расхода льда может быть частным случаем более общего явления, описанного О. Росслером: когда колебание является типичным поведением двумерных динамических систем, хаос также характерен для трехмерных динамических систем (Томпсон, 1985). В данном случае трехмерной системой может быть система оледенение—океан—атмосфера.

О сложности этой системы свидетельствует хотя бы тот факт, что динамика только одного его звена — выводных ледников — определяется взаимоотношением перемещения пяти гляциологических границ: линии ледораздела, границы питания, линии налегания, границы зон таяния и

намерзания на подошве ледника в ее налегающей и плавучей частях, фронта откола айсбергов. При этом поведение каждой из этих границ достаточно сложно само по себе. Так, при постоянной скорости откола айсбергов положение линии налегания зависит от сочетания трех факторов: аккумуляции — абляции на нижней и верхней поверхностях, количества притекающего льда, скорости вертикальной деформации за счет сжатия или растяжения и, естественно, разницы объемного веса воды и ледника (Thomas, 1979). Изменения этих трех параметров могут приводить к миграции линии налегания, которая в зависимости от рельефа ложа может иметь устойчивый или неустойчивый характер. Устойчивое состояние линии налегания возможно только в случае, когда ложе наклонено в дистальную сторону, неустойчивое положение ее отмечается тогда, когда ложе наклонено в проксимальном направлении (Гросвальд, Мазо, 1980).

Учитывая, что форма ложа выводных ледников активно влияет на их динамику и что выводные ледники, обладая большими расходами, могут сами перестраивать подледниковый рельеф, мы решили исследовать эту сторону взаимодействия оледенения с океаном на материковых окраинах. Геофизические и батиметрические наблюдения, выполненные по периферии Антарктического ледникового покрова, показывают, что все выводные ледники и ледяные потоки приурочены к долинообразным понижениям на ложе, морфологическая выраженность которых усиливается в краевых частях покрова. Они закономерно прослеживаются и за пределами распространения современных ледников на шельфе, где в областях развития скального ложа сохраняют центрбежное направление; в области контакта с внешним шельфом иногда прерываются продольным желобом, а на пологоволнистом внешнем шельфе продолжают вплоть до его края в виде широких и глубоких депрессий. Все ледниковые долины характеризуются значительной длиной (до нескольких сот километров), большой глубиной (до нескольких сот, а нередко и первых тысяч метров) и шириной от первых до десятков километров. В условиях плоского подледного рельефа долины распластываются — становятся более мелкими и широкими, тогда как в условиях стесненного стока они приобретают форму чрезвычайно глубоких врезанных каньонов. Главной отличительной их чертой является волнистый продольный профиль с амплитудой понижений и повышений ложа в сотни метров. Более крупные долины соответствуют и более мощным потокам льда.

Говоря о геологическом контроле направления и формы подледниковых долин, следует подчеркнуть, что в каждом конкретном случае геологические условия могут быть различными: грабенообразная структура под ледником Ламберта и, вероятно, под желобом Крери, зона налегания платформенного чехла на кристаллический щит в районе ледника Ютульстремен, разлом в районе ледника Ренника, область появления клина осадочных пород на древнем фундаменте шельфов морей Амундсена, Беллинсгаузена, Уилкса, Эндерби в районах развития продольных желобов, направление расщелинности гнейсов в районе ледников Тоттен и Скален, трещиноватость пород в области нунатаков Альмана и др. В ряде случаев связь долин с геологическими структурами постулируется исходя только из морфологии долин, в ряде случаев она вообще не обнаруживается. Разнообразие структурно-геологического фона существ-

ования долин, с одной стороны, и морфологическое сходство их основных черт — с другой, скорее свидетельствуют о том, что самые разные геологические условия могут предопределять развитие долин, тогда как их форма задается экзогенным воздействием движущегося льда.

Сказанное выше относится не только к областям современного "морского" оледенения, но и к областям древнего оледенения материковых окраин, где широко распространены подводные желоба-троги и фьорды. Так, фьордовые побережья мира протягиваются на 45,8 тыс. км, составляя около 11% длины всех побережий и около 30% — всех возвышенных (Типы берегов ..., 1979). Фьордовые системы буквально пропитывают гляциальные материковые окраины, создавая потенциальные зоны высокого массообмена оледенения с океаном. Об активности взаимодействия древних оледенений свидетельствует густота фьордов на оледеневавших побережьях. Так, на западном побережье Норвегии расстояние между верховьями фьордов нигде не превышает 60 км (Hansen, 1894). Береговая линия Норвегии без учета изрезанности фьордами тянется на 650 км, тогда как, если принять во внимание расчлененность берегов фьордами, ее длина увеличивается примерно в 10 раз (Ström, 1960).

Нами ранее (Гросвальд, Глазовский, 1983) на основе строгого совпадения рассматриваемых форм с районами интенсивного оледенения и отсутствия их в других районах был сделан вывод об их ледниково-эрозионном происхождении. Исследования морфологии фьордов (Глазовский, 1984, 1985) показали, что в ней проявляются многие особенности поведения выводных ледников и ледяных потоков. Была обнаружена общая закономерность быстрого роста максимальной глубины, глубины устьевых порогов, максимального переуглубления во фьордах длиной до 100 км, а также относительная стабильность указанных параметров во фьордах большей длины, что объясняется нелинейностью связи экарационной способности выводных ледников с их длиной. Максимальное переуглубление отмечается во фьордах, направленных по кратчайшей линии от континента к океану. Этот показатель по своей выраженности является ведущим и сохраняет силу даже в крайне неблагоприятных для стока льда структурно-геологических условиях. Поэтому с его помощью представляется возможным реконструировать направления максимальных массооборотов льда.

Анализ связности фьордовых систем показал, что оледенение рассматриваемых районов носило покровный характер и обладало высокой эрозионной способностью, приведшей к практически полному преобразованию рисунка доледниковой долинной сети. Внутрорегиональные колебания связности фьордов отражают суммарную картину разницы в массооборотах — иными словами, различия активности взаимодействия оледенения с океаном. Исследования изменений фьордов в узлах их слияний убеждают в том, что отклонение фьордов в этих узлах линейно связано с соотношением ширины сливающихся потоков и углом слияния. Закономерное изменение глубин устьевых участков фьордов от малых значений в умеренных широтах к большим — в полярных позволяет говорить, что в этом сказываются разные условия подпора выводных ледников.

Учитывая большое значение подледниковых долин как основных путей и регуляторов стока льда в океан и как индикаторов интенсивности

ледниковой эрозии, зависящей от величины и продолжительности стока, рассмотрим в первом приближении формирующие их механизмы. Как известно, разрушение ложа ледников происходит в результате откалывания, истирания коренных пород ложа, деформации рыхлых пород и водной эрозии. Развитие этих процессов зависит от соотношения термических, барических и гидрологических условий на ложе, скоростей движения льда и физико-механических свойств пород. Остановимся на особенностях откалывания и истирания ложа выводных ледников. В их верховьях на ложе существуют условия перехода от режима примерзания к режиму таяния, которые благоприятны для морозного выветривания. Кроме того, в этой области можно ожидать развитие периодических смен условий на ложе вследствие эффекта "теплового насоса" и периодического открывания и закрывания пустот.

Эффект "теплового насоса" заключается в следующем (Röthlisberger, Iken, 1981). В объеме теплого льда при повышении давления появляется дополнительное количество воды, которая частично стекает. Если затем давление понижается до прежнего уровня, вся оставшаяся во льду вода замерзает, но лед за счет того, что часть воды из него ушла, примерзает к ложу. В выводных ледниках и ледяных потоках, для которых характерны большие расходы воды на ложе, возникшей вследствие донного таяния, активное проявление эффекта "теплового насоса" и наиболее частое "пятнистое" примерзание подошвы к ложу можно ожидать в зоне максимальных перепадов давления от больших величин к малым, т.е. в их верховьях. Колебания давлений на ложе, приводящих в действие "тепловой насос", могут быть вызваны еще двумя причинами: изменениями расходов подледниковой воды и изменениями скоростей движения ледника. О режиме подледникового стока в выводных ледниках практически ничего не известно; можно лишь предполагать, что области концентрации подледниковых вод в верховьях выводных ледников отличаются более неустойчивым характером притока. Характер изменения скоростей более определенный: на каждый крупный откол айсбергов выводные ледники реагируют резким увеличением скоростей движения, вплоть до момента восстановления прежнего положения края (Захаров, Котляков, 1980). Иными словами, за каждым отколом айсберга следует быстрое стягивание масс льда из верховьев ледников. Уменьшение толщины ледника должно приводить к формированию дополнительных подледниковых полостей на ложе и резкому падению в них давления на ложе. Уже само по себе это приводит к резкому изменению точки плавления на ложе. Например, при формировании полости под ледником толщиной 800 м температура замерзания воды в ней сразу повысится на $0,5^{\circ}\text{C}$.

Нами был проведен расчет режима раскрытия и замыкания полостей под выводными ледниками Роберта и Рейнера в Восточной Антарктиде вследствие увеличения и уменьшения их толщины на 11 м, что равносильно росту и падению давления на ложе в 1 бар. Для расчета использовалась формула экранирования Л. Ллибутри (Lliboutry, 1979). Мы выбрали постоянную длину неровности в 1 м и оценили ее минимальную амплитуду, необходимую для отслаивания подошвы ледника при фактических значениях давления на ложе и скорости ледников, взятых в одной из работ (Outlet glaciers..., 1982), и при изменениях толщины на 11 м.

Расчеты показали, что колебание давления практически не вызывает открывания дополнительных полостей вблизи линии налегания. Основная зона открывания полостей лежит выше по линии тока и совпадает с областью максимальных прямых уклонов ложа. Еще выше, в самых верховьях выводных ледников, изменение давления может проявиться в открывании полостей только на особенно резких участках рельефа ложа – подледных скалах или рывтинах.

Таким образом, небольшие изменения толщины ледников приводят к возникновению зоны активного подледникового полостеобразования со значительными изменениями температуры замерзания на ложе. Она находится в верховьях выводных ледников и ледяных потоков в области максимальных наклонов поверхности льда и его ложа. Можно ожидать, что в этой области благодаря описанным процессам происходит, с одной стороны, активное морозное дробление пород, с другой стороны, при примораживании ледника к ложу – быстрый захват уже раздробленного материала. Вполне вероятно, что морозное разрушение поддерживается развитием трещин разгрузки и динамического напора. Видимо, эти процессы управляют попятной ледниковой эрозией, вызывающей постепенное отступление крутой кутовой ступени, наблюдающейся как в верховьях современных подледниковых долин, так и во фьордах. Для выводного ледника Берд скорость попятной ледниковой эрозии определена в 4 мм/год (McIntyre, 1985).

Дробление пород ложа ледника и откалывание обломков могут происходить также в результате колебаний давления на неровностях ложа из-за движения ледника. Чтобы определить возможность разрушения ложа под выводными ледниками и ледяными потоками из-за колебания давления на неровностях, мы использовали критерии разрушения Д. Боултона (Boulton, 1974), но видоизменили условия открытия полостей на предложенные Л. Ллибутри, учитывающие нелинейную вязкость льда. Рассчитанные по условиям Л. Ллибутри (Lliboutry, 1979) для каждой длины неровности эффективные вязкости и применялись для расчета критериев разрушения ложа. Отношение высоты к длине выступа было взято постоянным и равным 0,25. Сила сцепления принималась в 5 бар, а коэффициент внутреннего трения – 0,7, т.е. величины, характерные для сланцев и песчаников.

На рис. 31 показаны данные наших расчетов условий разрушения сложенных такими породами неровностей под ледником,двигающимся со скоростью 630 м/год. Судя по расчетам, при длинах выступов более 100 м критерий разрушения во всей области лежит выше единицы. Это свидетельствует о том, что открывание и закрывание полостей происходит без дробления ложа. Условия для разрушения возникают на неровностях длиной менее 100 м, усиливаясь по мере уменьшения длин неровностей. Разрушение поверхности выступов длиной 40 м происходит тогда, когда толщина ледника находится в пределах 150–240 м, а особенно сильно при толщине ледника 220 м; разрушение выступов длиной 20 м отмечается при толщине ледника 115–320 м и особенно 280 м, выступов в 10 м – при толщине 63–430 и 350 м. Если скорость движения ледника возрастает в 2 раза, то разрушение поверхности 10-метровых выступов будет происходить при толщине ледника до 560 м, максимум разрушения

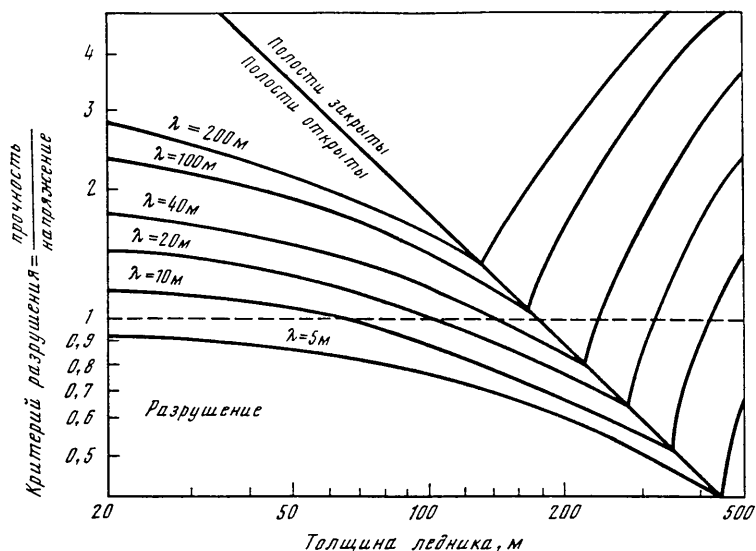


Рис 31. Условия разрушения неровностей ложа под ледником,двигающимся со скоростью 630 м/год, в зависимости от толщины ледника и длины неровностей λ

Кривые показывают значения критерия разрушения для неровностей разной длины. При критерии меньше единицы возможно разрушение. Наклонная линия показывает условия смыкания подледниковых полостей за неровностями ложа в зависимости от их длины и толщины ледника. Отношение амплитуды к длине неровностей a/λ постоянно и равно $1/4$. Прочность пород на сдвиг τ_0 равна 5 бар, коэффициент внутреннего трения $\text{tg } \Phi$ равен 0,7

будет под ледником толщиной 450 м, а критерий разрушения понизится с 0,51 до 0,40.

В целом наши расчеты показывают возможность растрескивания выступов коренного ложа, сложенных осадочными породами (или трещиноватыми скальными), в результате динамического воздействия на них ледника,двигающегося со скоростью 300–1000 м/год при толщине льда 150–600 м, т.е. показателях, характерных для выводных ледников и ледяных потоков. С увеличением скоростей движения дробление затрагивает все более крупные неровности длиной порядка 100 м и высотой 25 м, и одновременно увеличивается предельная толщина ледника, при которой происходит этот процесс.

На рис. 32 показаны кривые, описывающие распределение критерия разрушения под уже упоминавшимися выводными ледниками Роберта и Рейнера. Они показывают возможность разрушения выступов ложа длиной 1 м и высотой 0,5 м, сложенных породами с прочностью на сдвиг 5 бар и углом внутреннего трения 35° . Из рисунка видно, что области потенциального разрушения совпадают с переуглубленными бассейнами на ложе ледников. А участки, особенно благоприятные для откалывания из-за небольших колебаний толщины или скорости ледников, расположены в тыловой части переуглубленных бассейнов.

Для выяснения характера истирания ложа под выводными ледника-

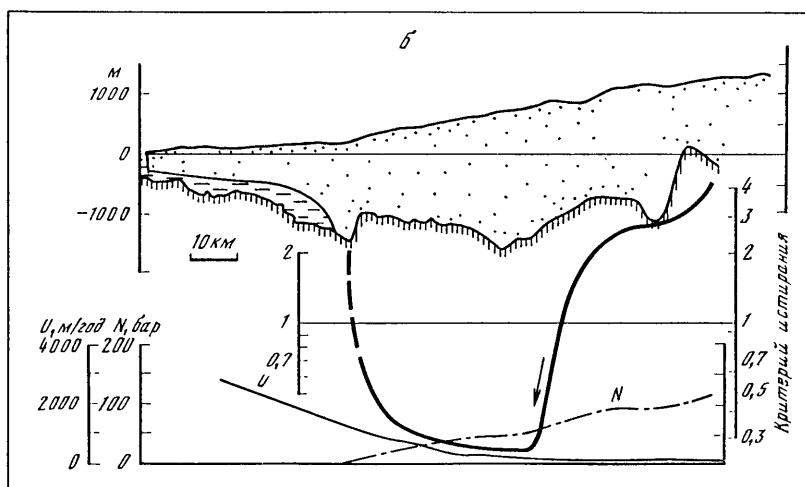
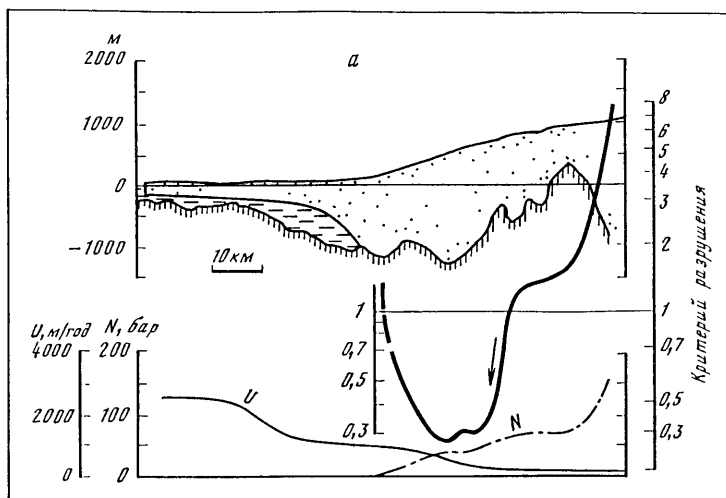


Рис 32 Распределение критерия разрушения под выводными ледниками Роберта (а) и Рейнера (б)

В верхних частях графиков даны продольные профили поверхности и ложа ледников. Ниже, жирными линиями, показаны критерии разрушения. В областях, где его значения ниже единицы, возможно разрушение выступов ложа высотой 0,5 м и длиной 1 м, сложенных породами с сопротивлением на сдвиг 5 бар и коэффициентом внутреннего трения 0,7. Стрелками помечены места, наиболее благоприятные для откалывания. В нижних частях графиков показаны распределения скоростей движения ледников (тонкие линии) и нормального давления с поправкой на гидростатическое давление (тонкие штрихпунктирные линии).

Таблица 10
Экспериментальные и расчетные скорости истирания, мм/год

№ эксперимента	Экспериментальная скорость	Расчет по Боултону ($L_c = 25$)	Расчет по Меткафу ($F = 0,5$)
1	0,80	0,67	0,60
2	2,50	4,60	5,76
3	55,00	45,70	20,00

ми и ледяными потоками мы использовали два подхода — модель Боултона и энергетическое отношение Меткафа (Boulton, 1979; Metcalf, 1979). В первую очередь нас интересовала качественная картина распределения истирания. Ее количественные значения, полученные при расчетах, показывают скорее порядок скорости истирания. Для иллюстрации сказанного в табл. 10 приведено сравнение экспериментальных данных (Budd et al., 1979) о скорости истирания (A) грубозернистого гранита при скольжении по нему теплого льда с разными скоростями (U), нормальными давлениями (N) и напряжениями сдвига (τ) и наших расчетов по Боултону и Меткафу.

В первом, втором и третьем экспериментах скорости скольжения составляли 12, 320 и 400 м/год, нормальные давления равны 20, 5 и 40 бар, напряжения сдвига — 1; 1,8 и 5 бар.

Расчет по методу Боултона проводился по формуле:

$$A = \frac{k c N}{p} \left[U - \left(\frac{N}{L_c} \right)^{1/m} \right],$$

где A — скорость истирания, м/год; k — константа, зависящая от огнестойкой прочности обломков и ложа, их шероховатости и площади контакта; c — концентрация обломков; p — прочность на вдавливание, кг/мм²; U — скорость скольжения ледника, м/год; N — эффективное нормальное давление, бар; L_c — критический индекс, эмпирически равный от 6 до 26; $m = 0,3$.

На рис. 33 показаны две серии кривых, описывающих изменения скорости истирания в зависимости от эффективного нормального давления и скорости движения ледника. Эти расчеты были сделаны в предположении, что истираются базальты ($k = 0,026$; $p = 900$ кг/мм²; концентрация обломков во льду равна 0,1). Скорости движения льда были выбраны в характерных пределах для выводных ледников от 300 до 1000 м/год. Нижняя левая серия кривых описывает истирание при $L_c = 9$, правая — при $L_c = 25$. На обеих группах кривых существует максимум истирания, по обе стороны от которого оно резко падает. В первой группе этот максимум лежит в пределах нормального давления от 32 до 50 бар, что соответствует, если не учитывать напора подледниковых вод, толщине ледников от 360 до 570 м, во второй — от 90 до 140 бар, соответственно толщина ледников составляет от 1000 до 1600 м.

Из этого следует, что под выводными ледниками есть области оптимального сочетания скоростей и толщины, в которых происходит максимальное истирание, а вне их, несмотря на рост скоростей или изменение давле-

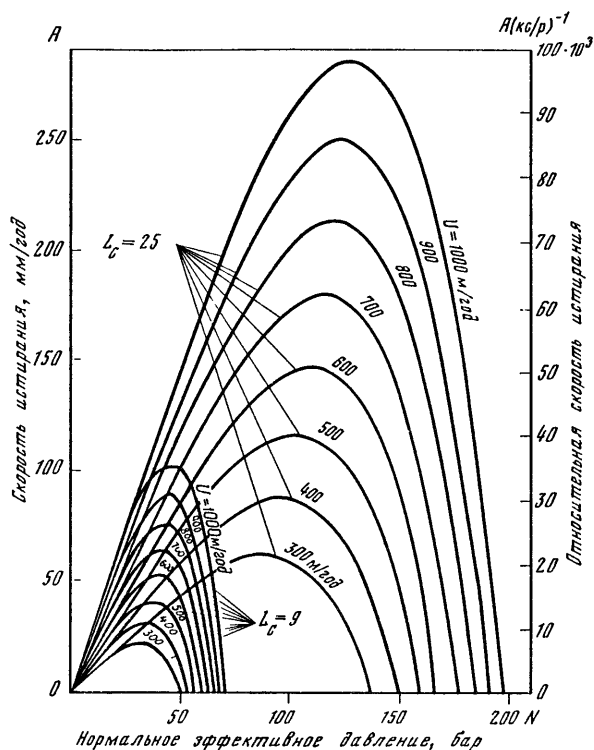


Рис 33. Кривые связи скорости истирания ложа с эффективным нормальным давлением и скоростью движения ледника

$$A = \frac{kcN}{p} \left[U - \left(\frac{N}{L_c} \right)^{1/m} \right], \text{ мм/год; } k = 0,026, c = 0,1, p = 900 \text{ кг/мм}^2, m = 0,3, U = 300-1000 \text{ м/год}, N = 0-200 \text{ бар}, L_c = 9; 25$$

ния, истирание быстро убывает. Кроме того, истирание должно резко увеличиваться в областях откалывания обломков, так как величина L_c зависит от гранулометрического состава обломков: чем грубее состав, тем выше значение L_c .

Как известно, для выводных ледников и ледяных потоков характерны одновременное увеличение скорости к краю и уменьшение давления на ложе вследствие утоньшения льда и гидростатического давления воды. Такое совместное изменение параметров позволяет предполагать, что существует область усиленного истирания и, следовательно, углубления ложа. Расчет по методу Боултона для реальных ледников затруднен, поскольку не известны напор подледниковых вод и соответственно эффективное нормальное давление. В первом приближении мы приняли, что величина эффективного нормального давления равна давлению льда за вычетом гидростатического давления моря, и сделали расчет истирания под выводными ледниками Рейнера и Роберта, результаты которого представлены на рис. 34. Она показывает, что действительно проявляется тенден-

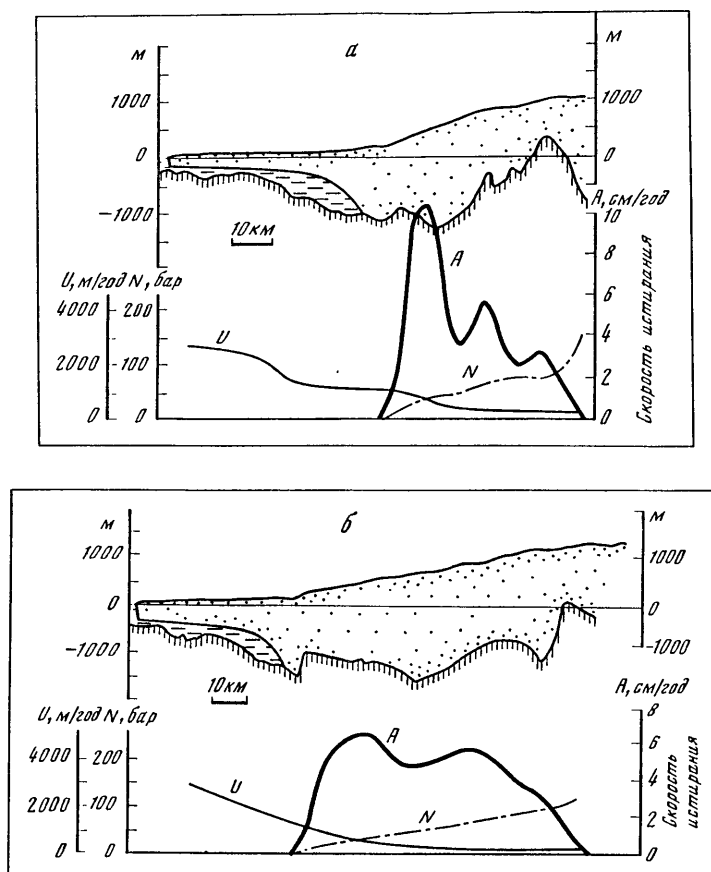


Рис 34 Скорость истирания под выводными ледниками Роберта (а) и Рейнера (б)

Показана непрерывными жирными линиями (А), в зависимости от скорости движения ледников — U и в зависимости от эффективного нормального давления — N. Расчет сделан по методу Боултона

ция к образованию областей максимального истирания, удаленных от линии налегания в рассматриваемых примерах на расстояние 10–15 и 20–60 км.

Вторая серия оценок истирания под выводными ледниками и ледяными потоками была сделана нами с помощью соотношения

$$M_a = 10^5 \cdot A_t F C U \tau,$$

где M_a — объем истирания, $\text{кг/м}^2 \cdot \text{год}$; A_t — истираемость, кг/Дж ; F — отношение энергии истирания к энергии донного скольжения; C — доля площади контакта обломков и ложа; U — скорость скольжения, м/год ; τ — напряжение сдвига на ложе, бар (Metcalf, 1979).

Для сравнения с предыдущими расчетами мы выбрали те же базальтовые породы с истираемостью $3 \cdot 10^{-6} \text{ кг/Дж}$, плотностью 2800 кг/м^3 и кон-

центрацией обломков 0,1. В этом случае при F , равном 0,5, скорость истирания A (м/год) определяется соотношением

$$A = 5 \cdot 10^{-5} U \tau.$$

Расчет истирания под ледяными потоками Западной Антарктиды показал, что характерное для ледяных потоков увеличение скорости скольжения с одновременным падением напряжения сдвига на ложе приводит к тому, что с увеличением скорости движения истирание растет, достигая максимума в 1–3,5 мм/год в пределах скоростей 200–600 мм/год, а затем резко падает. Это подтверждает вывод, сделанный на основе расчетов по методу Боултона, о существовании оптимальных динамических режимов для возникновения области интенсивного истирания. Результаты расчета истирания под выводными ледниками Рейнера и Роберта, приведенные на рис. 35, показывают, что области интенсивного истирания с экстремальными значениями 1,8–2,8 см/год, находящиеся на расстоянии около 20 км от линии налегания, совпадают с областями активного истирания, полученными при расчетах по методу Боултона (см. рис. 34). Хотя численные значения последних расчетов в целом в 3 раза ниже, чем предыдущих, но с учетом точности методов это является вполне удовлетворительным результатом.

Приведенные подсчеты, хотя и носят приблизительный характер, ясно указывают, что жизнедеятельность выводных ледников и ледяных потоков достаточно активна, чтобы приводить к формированию подледниковых каналов стока. Динамические особенности выводных ледников и ледяных потоков приводят к тому, что максимальное истирание ложа наблюдается в определенной области, находящейся ниже области максимального откалывания, но заметно выше (на несколько десятков километров) границы налегания. Судя по проведенным расчетам, скорости истирания в этой области могут достигать первых сантиметров в год. Найденные закономерности откалывания и истирания объясняют как происхождение подледниковых долин, так и переуглубленных бассейнов и устьевых порогов в этих долинах. Таким образом, найдено подтверждение высказанной еще в конце XIX в. (Hansen, 1894) гипотезы о том, что ледники на материковых окраинах в результате эрозионной деятельности сами формируют механизмы регуляции своего стока.

Мерой интенсивности взаимодействия оледенения с океаном и одновременно преобразования ледниками материковых окраин могут быть не только разные показатели ледниковой эрозии, но и показатели величин ледниково-морской аккумуляции. Для областей материковых окраин был проведен ряд исследований интенсивности ледниковой эрозии по объему вынесенного материала. Так, оценки ледникового среза на территории Северной Америки по объему турбидитов, накопившихся в западной части Северной Атлантики за период оледенений, показывают, что за это время в океан поступило 0,25 млн. км³ пород с площади около 7,1 млн. км². С учетом аккумуляции в периоды межледниковий собственно ледниковый срез на этой площади оценивается величиной от 55 до 95 м (Laine, 1980).

Нами (Гросвальд, Глазовский, 1983) на основе оценки объема пустот фьордов и подводных желобов-трогов северо-восточной части Антлантики

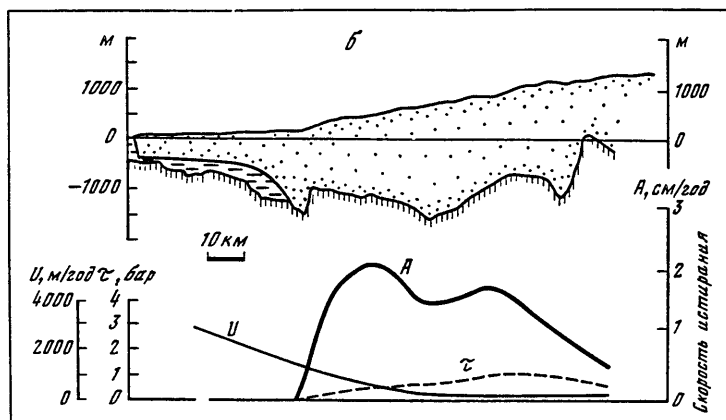
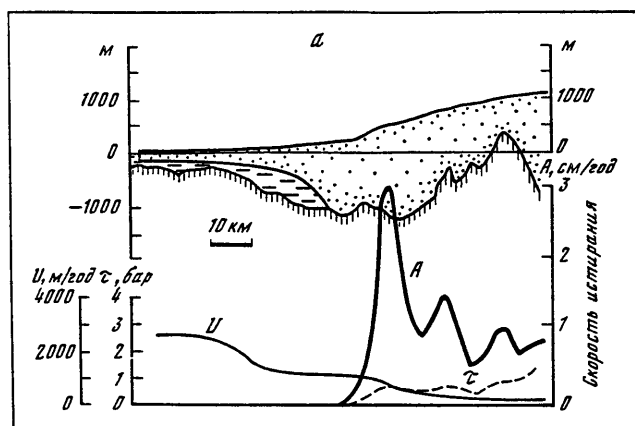


Рис. 35. Скорость истирания ложа под выводными ледниками Роберта (а) и Рейнера (б)

Показана непрерывными жирными линиями (А), в зависимости от скорости движения ледников — U и в зависимости от напряжения сдвига на ложе — τ . Расчет сделан по методу Меткафа

показано, что величина ледникового выноса равна примерно 750 тыс. км³, что в пересчете на всю площадь шельфов и возвышенных побережий региона, равную примерно 3 млн. км², соответствует сносу слоя горных пород толщиной 240 м. Кроме того, известны определения объема айсберговых отложений, накопившихся в Северной Атлантике за период позднекайнозойских оледенений (Ruddiman, 1977). Эти объемы составляют $15 \cdot 10^{13}$ т, что соответствует слою ледникового среза горных пород в 5 м на всей территории ледниковой провинции Северной Атлантики площадью 12,48 млн. км². Судя по тем же данным, накопление в Северной Атлантике айсберговых песков шло со скоростью 153 мг/см² в 1 тыс. лет, в Норвежском море — 90, в Арктическом бассейне — 18, в северной части Тихого океана — 15, вокруг Антарктиды — 5 мг/см² в 1 тыс. лет. В связи

с такими оценками распределение айсбергового материала с учетом площадей данных акваторий таково: на Северную Атлантику приходится 62%, Норвежское море — 12, Арктический бассейн — 6, северную часть Тихого океана — 8, Южный океан — 12%.

Заметим, что эти величины прямо не отражают интенсивности выноса ледникового материала из соответствующих древнеледниковых провинций. Это связано с рядом обстоятельств. Первое заключается в том, что айсберговый вынос, по нашим оценкам, не превышает 5%, максимум — 10% от суммарного поступления ледникового материала в зону контакта оледенения с океаном. Вторая особенность касается районов "морского" оледенения умеренных широт, в частности северной части Тихого океана. Здесь, судя по палеоокеанологическим реконструкциям, полярный фронт был прижат практически к бровке континентального склона в отличие от его положения в Северной Атлантике. Поэтому интенсивное таяние айсбергов и выпадение осадка начинались вблизи линии их откола. Об этом свидетельствует резкое убывание айсбергового материала к югу и западу от края шельфа Аляски, обнаруживаемое в колонках глубоководного бурения.

Учитывая появившиеся новые данные, мы попытаемся уточнить величины скоростей айсберговой аккумуляции. Так, в Арктическом бассейне аминокислотное датирование колонок грунта показало, что возраст поверхностных толщ, ранее определяемый по палеомагнитным оценкам в 3 млн. лет, составляет, скорее всего, не более 200 тыс. лет. Поэтому ранее использовавшиеся скорости аккумуляции айсберговых осадков должны быть существенно увеличены, по крайней мере до уровня скоростей в Норвежском море — 90 мг/см² в тыс. лет. Для расчетов по Южному океану У. Радимен (Ruddiman, 1977) привлек данные, которые определяют скорость айсберговой аккумуляции песка фракции 62–250 мкм величиной от 0,5 до 50 мг/см² в 1 тыс. лет. Так как для остальных районов айсберговая аккумуляция оценивалась им по фракции 62–2000 мкм, то, чтобы учесть долю фракции 250–2000 мкм в антарктических образцах, он ввел поправку +7%. Но, судя по гранулометрии моренного материала в современных антарктических айсбергах (Anderson et al., 1980), эта поправка должна быть существенно больше — порядка 60%. Следовательно, средняя скорость айсберговой аккумуляции должна быть увеличена до 12,5 мг/см² в 1 тыс. лет. Это подтверждают новые данные по айсберговой аккумуляции по 65 колонкам в Южном океане (Cooke, Hays, 1982), показывающие, что в последнее оледенение скорости айсберговой седиментации фракции 62–1000 мкм составляли минимум 15 мг/см² в 1 тыс. лет без участия обломков вулканических пород. Поступление айсбергового материала в северную часть Тихого океана оценивалось У. Радименом по фракциям 2500–7000 мкм в колонках с процентным весовым содержанием айсберговой составляющей около 2%. Наши расчеты с учетом фракции 62–250 мкм и более высокого содержания (порядка 4%) показывают, что скорости айсбергового отложения более высоки — 38 мг/см² в 1 тыс. лет. Отметим, что эта величина представляется нам минимальной, так как, если учесть количество обломков вулканических пород, она составит по меньшей мере 80 мг/см² в 1 тыс. лет.

Поскольку многие участки западной материковой окраины Северной

Америки сложены вулканическими породами, их доля в продуктах ледниковой экзарации может быть значительна. Тем не менее мы не учитываем обломки вулканических пород в наших расчетах для сохранения единообразия методики для всех рассматриваемых акваторий. В расчеты У. Радимена не вошла часть акватории Тихого океана, примыкающая к гляциальному шельфу Южной Америки, очевидно, из-за отсутствия данных. Достаточно надежных данных нет и сейчас, но чтобы учесть хотя бы в самом грубом приближении вклад ледников этого региона в айсберговую аккумуляцию, мы предположили, что он равен вкладу ледников запада Северной Америки, учитывая, что протяженность фьордовых побережий и гляциальных шельфов обеих областей приблизительно равна.

Оценки распределения скоростей айсберговой аккумуляции за последние 1,2 млн. лет приведены в табл. 11. Из этой таблицы видно, что соотношение поступления айсбергового материала песчаной фракции за последние 1,2 млн. лет между северным и южным полушариями равно примерно 7 : 3, а не 9 : 1, как следует из расчетов У. Радимена. Иные соотношения получены и для отдельных акваторий.

В работе М.Г. Гросвальда и А.Ф. Глазовского (1983) было показано следующее распределение продуктов ледниковой экзарации материковых окраин: 5% приходится на айсберговый разнос, 65% — на отложение на материковых склонах, 30% — на отложение на гляциальных шельфах. Если использовать это соотношение как рабочую модель, то можно сделать предварительные оценки общей ледниковой аккумуляции для разных акваторий Мирового океана, опираясь на оценки средних скоростей айсберговой аккумуляции песка (см. табл. 11) с поправкой на привнос с айсбергами более мелких фракций. Эта поправка, судя по данным У. Радимена, увеличивает скорости айсберговой аккумуляции примерно в 7,1 раза. Результаты предложенного расчета приведены в табл. 12.

В соответствии с табл. 12 во время позднекайнозойских оледенений (3 млн. лет для северного полушария и 6 млн. лет для Антарктиды) общая масса продуктов экзарации, поступившая в зону взаимодействия с океаном, составила приблизительно 10^{16} т. При объемном весе горных пород $2,7 \text{ т/м}^3$ это соответствует объему экзарации примерно 4 млн. км^3 . Объемы выноса в северном и южном полушариях примерно равны между собой — 52 и 48%. Антарктида в результате экзарации потеряла около $1,7 \text{ млн. км}^3$ пород, из которых около 1 млн. км^3 отложилось на ее континентальном склоне. Если учитывать, что объемный вес этих отложений уменьшился по крайней мере в половину, то объем ледниковых продуктов на материковом склоне Антарктиды составляет примерно 2 млн. км^3 .

Некоторым независимым контролем этих величин может служить сравнение нашей оценки ледникового среза Антарктиды с уже имеющимися расчетами. По С.А. Евтееву (1964), средняя скорость экзарации Антарктиды по всей площади равна $0,05 \text{ мм/год}$. Площадь современного ледникового покрова, налегающего на ложе, составляет примерно 12 млн. км^2 , а во время разрастаний оледенения она увеличивалась до 17 млн. км^2 . Принимая во внимание, что средняя площадь Антарктиды равна 14 млн. км^2 , а длительность экзарации — 6 млн. лет, объемы экзарации этого континента составят около 4 млн. км^3 . Эта величина и наша оценка находятся в удовлетворительном соответствии, учитывая грубость исполь-

Таблица 11

Аккумуляция айсбергового материала (песчаной фракции)
в некоторых акваториях Мирового океана за последние 1,2 млн. лет
(по различным источникам) *

Акватория	Площадь, млн. км ²	Средняя скорость аккумуляции, мг/см ³ в 1 тыс. лет	% от айсберговой ак- кумуляции в Мировом океане	
			А	Б
Северная Атлантика	6,9	153	38	34
Норвежское море	2,2	90	7	6
Арктический бассейн	5,3	90	17	15
Северная часть Тихого океана	8,5	38	12	11
Южный океан				
А	45,8	15	25	—
Б	—	22	—	34

* А — с учетом поступления айсбергового материала от Антарктиды; Б — то же, от Антарктиды и Южной Америки.

Таблица 12

Ледниковая аккумуляция в некоторых акваториях Мирового океана
в 10¹² т за последние 3 млн. лет *

Акватория	Айсберговый разнос	Аккумуляция на шельфах	Аккумуляция на склоне	Общее коли- чество
Северная Атлантика	152	912	1976	3040
Норвежское море	28	168	264	460
Арктический бассейн	68	408	884	1360
Северная часть Тихого океана	48	288	624	960
Южный океан				
А	112	672	1456	2240
Б	160	960	2080	3200
В	272	1632	3556	5440
Мировой океан				
А	408	2448	5204	8060
Б	456	2736	5828	9020
В	568	3408	7284	11260

* А — с учетом поступления материала от Антарктиды; Б — то же, от Антарктиды и Южной Америки; В — то же, но поступление материала от Антарктиды рассчитано за период 6 млн. лет.

зованных методов расчета. Кроме того, общий ледниковый срез в 20-градусном секторе Антарктиды был оценен примерно в 100 тыс. км³ [Wellman, 1983]. Если считать, что эта величина характерна для всего периметра Антарктиды, то в целом объем ледникового сноса равен 1,2–1,7 млн. км³, что еще больше соответствует нашим оценкам. Эти данные повышают уверенность в надежности порядка величин, приведенных в табл. 12.

По нашим представлениям, полученные величины, несмотря на большие абсолютные значения, имеют консервативный характер. В первую очередь это касается вклада "морских" оледенений умеренных широт — западных побережий Северной и Южной Америки, где айсберговый разнос может составлять значительно меньшую долю в общем объеме продуктов экзарации по сравнению с полярными районами, но вклад малоплотных мутьевых потоков в разнос ледникового материала, видимо, существенно больше. Так, в скважине, пройденной на абиссальной равнине в 330 км к югу от о-ва Кодьяк, на глубине 4218 м было обнаружено, что верхние 200 м сложены плейстоценовыми илами с многочисленной ледниковой эрратикой, особенно в верхних 100 м, с чередованием прослоев алевроитов (Initial reports..., 1973). Скорости накопления этой толщи в 5 раз выше, чем лежащей ниже плиоценовой пачки. Если это возрастание скоростей связано с деятельностью ледников, то, следовательно, 180 м из 200 м плейстоценовой толщи нужно учитывать при оценке ледникового выноса, что приведет к увеличению общей ледниковой аккумуляции в северной части Тихого океана на $200 \cdot 10^{12}$ т, т.е. примерно на 20%. То же касается и абиссальных равнин, примыкающих к чилийскому побережью.

Отметим, что наши оценки объемов ледниковых продуктов на материковых склонах и подножиях Арктического бассейна и Антарктиды на порядок меньше оценок их объема по М.Г. Гросвальду (1983). Тем не менее можно достаточно уверенно говорить, что в результате деятельности серии покровных оледенений в каждой крупной ледниковой провинции, граничащей с океаном, было разрушено и вынесено как минимум около 1 млн. км³ пород. Геоморфологические следствия и скорости этого процесса были столь значительными, что он мог быть заметным фактором позднекайнозойской эволюции климата и самих оледенений.

По мере ледниково-эрозионной обработки материковых окраин постепенно разрабатывались лотки стока льда в океан, формировались неровности ложа, регулирующие темпы поступления льда, разрастания и разрушения оледенений, увеличивались потенциальные площади, захватываемые "морскими" оледенениями. Это не могло не сказаться на характере ледниково-межледниковой цикличности, на что указывают все современные модели указанного процесса, учитывающие поведение ледников на их контакте с океаном. В целом эти модели показывают, что чем активнее взаимодействие оледенения с океаном, тем ярче проявляется 100-тысячелетний ледниково-межледниковый цикл. С другой стороны, анализ колебаний объема льда на земном шаре за последние 2 млн. лет, проведенный по данным изменений содержания изотопов кислорода в глубоководных колонках Тихого океана (Pisias, Moore, 1981), показал, что периодичность изменений объема льда со временем менялась. В период 0–900 тыс. лет в колебаниях амплитуд доминировал 100-тысячелетний цикл, но ранее он был заметно более слабым. В период 900–1450 тыс. лет были подавлены все цик-

лы длиннее 60 тыс. лет, а в период 1450–2000 тыс. лет – все циклы длиннее 20 тыс. лет. По идее указанных авторов, эти изменения цикличности объясняются следующим образом. В ранний период континентальные ледниковые покровы были относительно небольшими и находились в основном вне контакта с океаном. В периоды межледниковий они полностью не исчезали, поэтому реконструируемые ледниково-межледниковые колебания объема льда в тот период не столь значительны, как в последующие. В средний период во время межледниковий исчезало больше льда, видимо, в результате его сброса по начавшим образовываться ледниковым долинам на материковых окраинах. В поздний период ледниковые покровы в значительной своей части были "морскими", имевшими достаточно свободный сток в океан. Стали возможными значительно более высокие скорости разрушения оледенения по сравнению со скоростями его роста, что привело к усилению 100-тысячелетнего цикла и, кроме того, накопления более крупных масс льда, чем в предыдущие периоды.

Таким образом, в результате рассмотрения некоторых механизмов ледниковой эрозии на материковых окраинах и оценки в первом приближении интенсивности этого процесса становится очевидным особое место этих явлений в сложной цепи взаимодействия оледенения с атмосферой и океаном и необходимость их учета при анализе работы этой системы.

Глава 6

УРОВЕНЬ МИРОВОГО ОКЕАНА И ГЛОБАЛЬНЫЙ КЛИМАТ

Колебания уровня Мирового океана в позднем плейстоцене принято связывать с изменениями глобального климата, которые, по существующим в настоящее время представлениям, приводят к перераспределению масс воды между океаном и сушей. При аккумуляции масс воды на суше в виде покровных оледенений уровень Мирового океана понижается, и, наоборот, при деградации и стаивании континентальных оледенений он повышается. Циклический характер этих колебаний, амплитуда которых, по современным данным, превышает 100 м, связывают с глобальными климатическими циклами – ледниковыми периодами.

В настоящее время большинство авторов, занимающихся изучением этих циклов, сходятся в оценке общего характера зависимости уровня Мирового океана от времени, но иногда расходятся в оценке времени продолжительности циклов и в оценках максимальных амплитуд изменения уровня внутри отдельных циклов. При этом одним из наиболее привлекающих внимание результатов является обнаружение асимметрии в графике $h(t)$ (h – уровень Мирового океана, t – время) внутри главных климатических ледниковых циклов. Речь идет о быстром возрастании величины $h(t)$ внутри отдельного цикла и сравнительно медленном ее убывании, что и приводит к асимметрии графика $h(t)$.

Основные, относящиеся к этому вопросу результаты изменений и оценок обобщены в обзорной работе (Broecker, van Donk, 1970), специально посвященной обсуждению пилообразного характера графика $h(t)$. Если

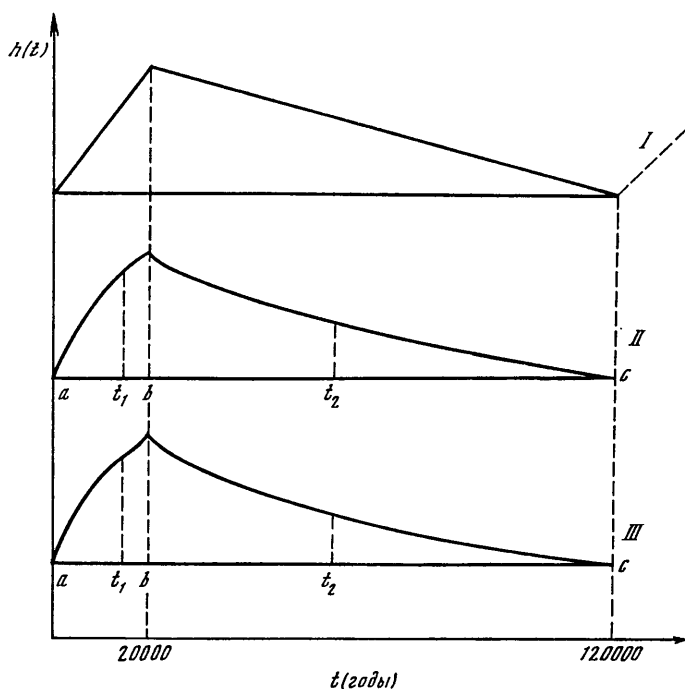


Рис. 36. Изменения уровня Мирового океана внутри климатических ледниковых циклов в позднем плейстоцене (Broecker, van Donk, 1970; Sancetta et al., 1973; Shackleton, Opdyke, 1973; Shackleton, 1977)

Величина $h(t)$ изображена в условном масштабе, время возрастания h равно ориентировочно 20 тыс. лет, время убывания h — примерно 100 тыс. лет (средние оценки приводятся по литературным данным). I — осредненный пилообразный график; II — уточненная форма пилообразного графика, получаемая из предложенной теории; III — возможный вариант уточненного графика

говорить о некоторой осредненной, характерной картине графика $h(t)$ внутри отдельного главного цикла, то, по данным указанного автора, его можно схематически изобразить в представленном на рис. 36 виде. На этом рисунке переход от короткой восходящей ветви графика к нисходящей происходит не плавно, а скачкообразно, так что график имеет форму зубца. Такая же форма графика $h(t)$ внутри каждого отдельного главного цикла в позднем плейстоцене подтверждается и в последующих работах, посвященных этому вопросу (Sancetta et al., 1973; Shackleton, Opdyke, 1973; Shackleton, 1977). Пилообразный характер графика $h(t)$ отчасти находит объяснение в работах исследователей одного из направлений современной палеогляциологии (Гросвальд и др., 1977; Гросвальд, Котляков, 1978; Hughes et. al., 1977; Denton et al., 1979); согласно этим работам, деградация материковых оледенений (начальная стадия этой деградации) происходит путем ледниковых катастроф — сёрджей. В результате таких катастроф оледенения как бы разваливаются, сбрасывая ледяной материал в Мировой океан. Уровень океана при этом должен повышаться, причем особенно быстро в самом начале восходящей ветви графика $h(t)$,

а затем с постепенным замедлением. Такая точка зрения находит подтверждение в многочисленных данных о датировках положения уровня океана в течение начальной стадии современного климатического цикла, начиная от максимума последнего материкового оледенения (и, следовательно, минимума положения уровня) до настоящего времени.

Многие исследователи, занимающиеся этим вопросом, сходятся на том, что максимум последнего оледенения был примерно 17 тыс. лет назад. Однако сами оценки положения уровня океана для указанного времени представляются на первый взгляд противоречивыми. Эти данные разбиваются на две группы в соответствии с применяемыми методиками оценки положения уровня в прошлом. К одной группе относятся оценки, полученные по древним береговым линиям (Каплин, 1976; Серебрянный, 1978; Леонтьев, 1978; Fairbrige, 1961a; Shepard, 1961). По этим данным, примерно 15 тыс. лет назад положение уровня Мирового океана было на 100–120 м ниже современного. К другой группе относятся оценки, полученные по изотопному составу донных отложений. Согласно этим данным, примерно 17 тыс. лет назад положение уровня океана было на 160–180 м ниже современного (Sancetta et al., 1973; Shackleton, Opdyke, 1973; Shackleton, 1977).

Таким образом, скорость повышения уровня Мирового океана в современном климатическом цикле на отрезке времени от минимального положения уровня до настоящего времени составляет в среднем около 1 см в год. С другой стороны, литературные данные о современном поднятии уровня океана (Клиге, Шлейников, 1978; Клиге, 1980) свидетельствуют о том, что в настоящее время повышение уровня Мирового океана происходит со скоростью от 1 до 2 мм в год. Следовательно, в среднем подъем уровня океана действительно замедляется, хотя вопрос о точных положениях уровня в прошлом и соответствующем каждому из них времени остается дискуссионным.

Следует обратить внимание на то, что обрисованная выше картина изменений уровня Мирового океана в позднем плейстоцене, изображенная в виде пилообразного графика, хотя и основана на фактах, но тем не менее нуждается в объяснении. Этому прежде всего требует вопрос о том, не влечет ли за собой излом и асимметрия в графике $h(t)$ аналогичный излом и асимметрию во временном ходе какой-либо характеристики палеоклимата, если связывать изменения уровня океана с изменениями глобального климата. И далее возникает вопрос: можно ли представить себе асимметричный пилообразный график $h(t)$ на фоне плавного периодического изменения глобального климата без какой-либо выраженной асимметрии, соответствующей кривой $h(t)$? Ответ на эти вопросы, как будет показано ниже, связан с анализом общего уравнения глобального влагообмена между Мировым океаном и сушей. С помощью этого анализа можно также найти формулу, связывающую изменения уровня $h(t)$ с некоторой характеристикой палеоклимата, и, кроме того, критерий, устанавливающий связь между величиной изменения уровня и временем, за которое это изменение произошло. Отсюда можно попытаться устранить противоречивость в современных оценках времени и отметок уровня океана, соответствующих максимуму последнего оледенения.

Уравнение глобального водообмена, которое можно назвать также урав-

нением глобального водного баланса, записывается в следующем виде (излагаемая ниже теория является развитием подхода, предложенного в работах А.Б. Казанского, 1981, 1985):

$$Q - P = -\rho \frac{dW}{dt} \quad (1)$$

Здесь Q (г/год) обозначает величину среднегодового глобального "эффективного" испарения воды с поверхности Мирового океана, т.е. величину потока воды, удаляемой путем испарения в среднем за год с поверхности океана, за вычетом выпадающих обратно в океан осадков. Эта влага, в свою очередь, в виде осадков оседает на поверхности суши. Следует заметить, что в процессе глобального водообмена земная атмосфера выполняет роль переносчика влаги от океана к суше, но в то же время, как показывает простой расчет, та часть потока "эффективного испарения" Q , которая могла быть затрачена на изменение запаса влаги в земной атмосфере, является величиной, ничтожно малой по сравнению с самой величиной Q . Следовательно, поток Q практически совпадает с "эффективной" суммой осадков, выпадающих на сушу и формирующих глобальный сток, т.е. с суммой осадков за вычетом испаряющейся с суши влаги, уносимой в воздушное пространство над Мировым океаном. Остальные обозначения, используемые в приведенном выше уравнении, имеют следующий смысл: P — величина глобального среднегодового стока воды в Мировой океан, г/год; ρ — средняя для всего Мирового океана плотность воды; W — суммарный объем воды в Мировом океане; t — время.

По современным данным (Будыко, Соколов, 1974), значение $\frac{1}{\rho} Q$ равно приблизительно 47 тыс. км³/год, примерно такое же значение приписывается и глобальному стоку $\frac{1}{\rho} P$. Для сравнительной оценки порядков величин слагаемых уравнения (1), удобно в его правой части воспользоваться следующей очевидной формулой:

$$\frac{dW}{dt} = S \frac{dh}{dt} \quad (2)$$

где S — площадь поверхности Мирового океана; h — высота уровня Мирового океана, отсчитываемая от некоторого условного постоянного значения.

Формула (2) выводится с помощью следующего простого рассуждения. Выразим величину W равенством $W = \int_0^h S dh$. Дифференцируя это равенство по t , получим

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} \frac{\partial}{\partial h} \int_0^h S dh = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad .$$

Удобство этой формулы состоит в том, что она позволяет использовать для интересующей нас оценки информацию об изменении во времени уровня Мирового океана, которое в настоящее время достаточно подробно изучено.

Для удобства дальнейшего анализа введем в рассмотрение величину удельного "эффективного" испарения с поверхности Мирового океана q ($\text{г/км}^2 \cdot \text{год}$) и величину удельного глобального стока p ($\text{г/км}^2 \cdot \text{год}$), связанные с Q и P формулами $Q = qS$ и $P = pS_c$, где S_c — площадь поверхности суши, при этом $S_c = A - S$, где A — площадь поверхности земного шара. Комбинируя эти равенства с уравнением (1) и заменяя в нем правую часть по формуле (2), перепишем его в виде

$$qS - pS_c = -\rho S \frac{dh}{dt}. \quad (3)$$

Сравнение в этом уравнении абсолютных значений величин $\rho S \frac{dh}{dt}$ и qS

сводится к сравнению величин $\frac{dh}{dt}$ и q/ρ . По данным М.И. Будыко и А.А. Соколова (1974), современное значение величины q/ρ равно примерно 13 см/год. С другой стороны, как уже отмечалось, величину $\frac{dh}{dt}$ в первой

стадии современного ледникового цикла, т.е. на восходящей ветви графика $h(t)$, следует в среднем считать равной примерно 1 см/год (хотя, как упоминалось, в настоящее время эта величина имеет тенденцию к уменьшению). Возвращаясь к сравнению порядков величин слагаемых уравнения (3), нетрудно видеть, что правая часть его уравнения является весьма малой величиной по сравнению с каждым из слагаемых левой части и при качественном рассуждении о влагообмене между океаном и суши характеризует точность, с которой эти слагаемые можно приближенно считать равными друг другу.

Это качественное рассуждение основывается на представлении о том, что общая масса влаги, испаряющейся с поверхности океана и выносимой на сушу, примерно равна общей массе воды, стекающей обратно в океан через речной сток, поскольку, по современным данным (Калинин, 1968), подземный сток с суши в Мировой океан пренебрежимо мал по сравнению с речным. Для более детального представления о картине глобального влагообмена между Мировым океаном и суши полезно обратить внимание на характерное время долета частиц воды с поверхности океана до поверхности суши, равное, по некоторым оценкам (Калинин, 1968), примерно 14 дням, и на характерное время добега частиц воды, попавших на поверхность суши через речной сток обратно в океан, равное примерно 40 дням.

Отсюда возникает представление о схеме "быстрого" глобального циркуляционного водообменного кольца между Мировым океаном и суши. Это кольцо схематично может быть отмечено некоторой идеализированной частицей воды, передвигающейся в атмосфере от поверхности океана к поверхности суши с упомянутой выше средней скоростью долета и далее передвигающейся по речной сети в сторону океана с упомянутой

средней скоростью добегания. Попадая обратно в океан, эта частица вновь включается в поток испарения с поверхности океана и т.д. Это представление интересно, в частности, с энергетической точки зрения.

Действительно, значительная часть приходящей к поверхности Земли энергии должна затрачиваться на поддержание циркуляции в "быстром" глобальном водообменном кольце и, следовательно, на обмен примерно равными потоками массы между Мировым океаном и сушей. При этом разность указанных потоков, являющаяся, как уже отмечалось, малой величиной, затрачивается на сравнительно медленное регулярное накопление частиц воды на суше в случае, если $Q > P$, что, согласно современным представлениям, связано с развитием палеооледенения. Если же $Q < P$, то разность эта соответствует деградации оледенения и подъему уровня Мирового океана.

Следует отметить, что накопление или убывание масс воды на суше связано с эволюцией не только палеооледенений, но и запасов подземных вод и запасов воды на суше во внутренних морях и озерах. Таким образом, регулярное и сравнительно медленное на протяжении палеовремени перераспределение масс воды между Мировым океаном и сушей происходит на фоне и за счет существования "быстрого" циркуляционного водообменного кольца.

Главным звеном этого вызываемого внешними факторами "быстрого" водообменного кольца является суммарный "эффективный" поток испарения с поверхности Мирового океана Q , поскольку именно он определяет интенсивность массопереноса в глобальном водообменном кольце, а следовательно, и интенсивность накопления или убывания запасов воды на суше. При этом следует заметить, что приходящая извне к поверхности океана энергия, затрачиваемая на испарение, реализуется через величину удельного "эффективного" испарения q , которая соответствует приходящей на единицу площади Мирового океана энергии, поддерживающей массообмен в "быстром" (глобальном) водообменном кольце, а вместе с тем и медленный палеопроцесс перераспределения масс воды между океаном и сушей. Таким образом, величина q является энергетической характеристикой процессов глобального водообмена, как "быстрого" – циркуляционного, так и медленного – палеоклиматического. Величину q можно вместе с тем считать и главной характеристикой глобального климата, поскольку интенсивность "быстрого" водообмена в конечном счете определяется современным климатом, а перераспределение масс воды между океаном и сушей обусловлено, как это и принято считать, палеоклиматом. Кроме того, в соответствии с представлениями о физике климатообразующих процессов величину q можно считать интегральной характеристикой таких элементов климата, как температура воздуха и морской воды, скорости ветра, влажность воздуха, облачность, интенсивность солнечной радиации и др.

Отметим теперь важную особенность уравнения (1) или (3), заключающуюся в том, что оно описывает в принципе нестационарный процесс, т.е. все входящие в него величины всегда изменяются во времени в ту или иную сторону в зависимости от изменений палеоклимата. Однако здесь же необходимо отметить, что изменение во времени уровня Мирового океана, а следовательно, и площади его поверхности может быть

связано не только с изменениями глобального климата, но и с тектоническими процессами. Поэтому предположение о зависимости величин S и h только от климата связано с предположением о пренебрежимо малом влиянии на них тектоники, что может быть вполне оправдано только для позднего плейстоцена. В связи с этим надо иметь в виду, что предлагаемая ниже теория и основанные на ней оценки относятся лишь к позднему плейстоцену.

Введем обозначение

$$\epsilon = \frac{\rho}{q} \frac{dh}{dt} \quad (4)$$

и перепишем уравнение (3) в более компактном виде:

$$\frac{S_c p}{S q} = 1 + \epsilon. \quad (5)$$

Заметим, что величину ϵ можно рассматривать здесь в качестве малого параметра. Действительно, согласно приведенным выше оценкам значений $\frac{dh}{dt}$ и q , для ϵ справедлива оценка $\epsilon < 0,07$.

Продифференцировав уравнение (3) по t и комбинируя его с формулой (5), имея при этом в виду равенство $\frac{dS}{dt} = -\frac{dS_c}{dt}$, придем к следующему уравнению:

$$\frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} + \frac{\epsilon}{T_*} (1 + \epsilon) = \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} (1 + \epsilon) - \frac{1}{q} \frac{dq}{dt}. \quad (6)$$

Здесь T_* – некоторый масштаб времени, определяемый формулой

$$T_* = \frac{\rho S S_c}{q A L}, \quad (7)$$

где $A = S + S_c = \text{const}$; L – масштаб длины, выражаемый соотношением $L = \frac{dS}{dt} / \frac{dh}{dt}$. Величину L легко оценить из гипсографической таблицы (Леонтьев, 1978), пользуясь приближенной формулой $L = \delta S / \delta h$, где δ означает вариации соответствующих величин за фиксированный отрезок времени. Для интересующего нас изменения уровня, начиная с его отметки ниже современной на 200 м и вплоть до современного его положения, получим $L \approx 13,75 \cdot 10^7$ км. Взяв следующие значения для входящих в правую часть уравнения (7) величин

$$S = 361,9 \cdot 10^6 \text{ км}^2, S_c = 149 \cdot 10^6 \text{ км}^2, q/\rho = 13 \text{ см/год, получим}$$

$$T_* \approx 5480 \text{ лет.}$$

Вспомнив определение ϵ формулой (4) и пренебрегая в уравнении (6) параметром ϵ по сравнению с единицей, перепишем это уравнение

В виде

$$\frac{d^2 h}{dt^2} + \frac{1}{T_*} \frac{dh}{dt} = \frac{1}{\rho} \left[\frac{q}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{dq}{dt} \right]. \quad (8)$$

Считая здесь правую часть функцией времени, перейдем, таким образом, к уравнению, из которого можно получить зависимость $h = h(t)$. Заметим, что этот на первый взгляд неожиданный вывод совсем не связан с какими-либо предположениями или моделями относительно $h(t)$. Этот результат вытекает из самого общего баланса, выражаемого формулой (3).

Предположим, что на каком-либо интервале времени внутри главного ледникового цикла правая часть уравнения (8) мала по абсолютной величине по сравнению с каждым из слагаемых его левой части, тогда уравнение (8) принимает особенно простой вид:

$$\frac{d^2 h}{dt^2} + \frac{1}{T_*} \frac{dh}{dt} \approx 0. \quad (9)$$

Предположим, кроме того, что такое упрощение оправдано как раз для последних 17–20 тыс. лет. В этом случае получаемую из (9) формулу для $h(t)$ легко сравнить с существующими в настоящее время экспериментальными данными. На рис. 37 приведены результаты сравнения оцененных разными методиками положений уровня Мирового океана в прошлом с решением уравнения (9), выражаемого формулой

$$h - h_0 = T_* \left(\frac{dh}{dt} \right)_0 \left[1 - \exp \left(-\frac{t_0 - t}{T_*} \right) \right]. \quad (10)$$

Здесь величины с нулевым индексом соответствуют их современным значениям. На графике нанесены построенные по формуле (10) кривые изменения $h(t)$ в прошлом (см. рис. 37). Они построены таким образом, что сходятся в точке t_0 под углами, равными заданным значениям $\left(\frac{dh}{dt} \right)_0$ и про-

должны в сторону прошедших времен с некоторым запасом до 20 тыс. лет. На тот же график нанесены известные из литературных источников данные прямых изменений $h(t)$ за последние 17 тыс. лет и, как видно из графика, хорошо согласуются с теоретическими кривыми.

Обобщая результаты приведенного на рис. 37 сравнения, можно сказать, что теоретические кривые, получаемые из формулы (10), увязывают между собой четыре категории независимых экспериментальных данных.

1. Прямые оценки $h(t)$, получаемые двумя разными методиками: а) по древним береговым линиям (Каплин, 1976; Серебрянный, 1978; Shepard, 1961); б) по изотопному составу донных отложений (Shackleton, 1977). Следует при этом заметить, что эти оценки, до сих пор считавшиеся противоречивыми, в сопоставлении с теоретическими кривыми в действительности дополняют одна другую.

2. Оценку скорости подъема океанского уровня в настоящее время $\left(\frac{dh}{dt} \right)_0$, основанную на обработке измерений возрастания уровня на береговых постах (Клиге, Шлейников, 1978; Клиге, 1980).

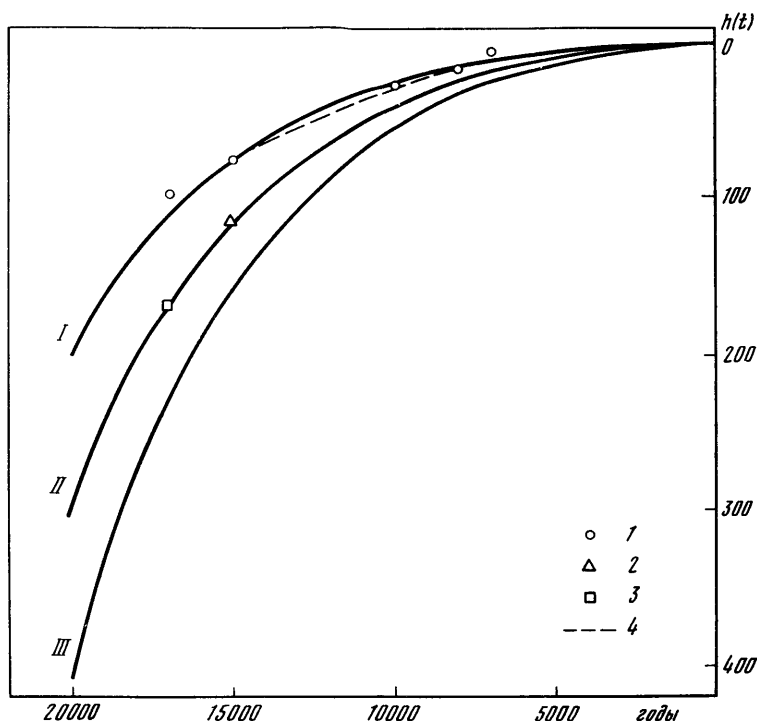


Рис. 37. Теоретически вычисленные графики и основные эмпирические данные подъема уровня Мирового океана $h(t)$ в прошлом с приближением к настоящему моменту времени для трех значений параметра $\left(\frac{dh}{dt}\right)_0$

Значения параметра: I — $\left(\frac{dh}{dt}\right)_0 = 1$ мм/год; II — $\left(\frac{dh}{dt}\right)_0 = 15$ мм/год; III — $\left(\frac{dh}{dt}\right)_0 = 2$ мм/год. Время t отсчитывается от прошлого в сторону настоящего момента. I — обобщенные эмпирические данные П.А. Каплина (1976); 2 — данные Л.Р. Серебрянного (1978); 3 — то же, Н. Шеклтона (Shackleton, 1977); 4 — то же, Ф. Шепарда (Shepard, 1961)

3. Оценку величины q , основанную на замыкании глобального водного баланса (Будыко, Соколов, 1974).

4. Форму гипсографической кривой, из которой извлекается эмпирическая связь между δh и δS , где δh — повышение океанского уровня к его современному положению на величину $\delta h = 200$ м (эта величина определяется характером разбиения на интервалы значений δh внутри самой гипсографической таблицы) (Леонтьев, 1978).

Увязку всех этих данных одной формулой (10) нельзя считать случайным совпадением. Это обстоятельство, с нашей точки зрения, наоборот, свидетельствует о том, что формула (10) в данном случае правильно описывает глобальный климатический процесс подъема уровня за последние 17 тыс. лет и, следовательно, правильным было приводящее к этой формуле упрощение уравнения (8). Следует сразу же заметить, что такое упроще-

ние может оказаться неприемлемым на других участках главного климатического цикла, например на убывающей ветви графика $h(t)$.

Таким образом, из изложенного выше видно, что цикличность кривой $h(t)$ связана с цикличностью величины $\frac{q}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{dq}{dt}$. Следовательно, не смотря на то что главной климатической характеристикой естественно считать величину q , положение уровня Мирового океана гораздо более чувствительно к изменению во времени или просто к соотношению между собой производных $\frac{dq}{dt}$ и $\frac{dp}{dt}$.

В приведенном выше обсуждении упрощение уравнения (8), приводящее к формуле (10), было обосновано сравнением с данными прямых измерений. В более общем случае предсказания о форме кривой $h(t)$ на разных участках главного климатического цикла могут быть сделаны с помощью специального анализа уравнения (6), основанного на том обстоятельстве, что масштаб времени T_* намного меньше характерного времени возрастания или соответственно убывания функции $h(t)$. Этот метод, как будет показано ниже, приводит к выводу о том, что на возрастающей ветви графика $h(t)$ эта функция имеет выпуклую форму, т.е. здесь $\frac{d^2 h}{dt^2} < 0$, а на убывающей ветви $h(t)$, наоборот, она имеет вогнутую форму; здесь $d^2 h / dt^2 > 0$, и вся кривая $h(t)$ в целом имеет характер, изображенный на рис. 36.

В основе предлагаемого анализа лежит следующее качественное рассуждение. Пусть на некотором интервале времени T , сравнимым со временем возрастания $h(t)$ внутри главного климатического цикла, величины q и p получают некоторые характерные приращения. При этом, естественно, величины S и S_c также получают приращения, например, S увеличивается, а S_c уменьшается или наоборот. Рассмотрим уравнение (3) в некоторый фиксированный момент времени и, следовательно, при фиксированных значениях S, S_c, h, q и p . Придадим теперь величинам q и p в этом уравнении (при условии $\frac{dh}{dt} > 0$) приращения δq и δp таким образом, чтобы Sq увеличилось, а $S_c p$ уменьшилось, тогда вместо (3) напомним

$$Sq - S_c p + S|\delta p| + S_c|\delta q| = -\beta, \quad (11)$$

где $\beta > 0$ и $\beta < \rho S \frac{dh}{dt}$. Комбинируя это равенство с уравнением (3), получим

$$S|\delta q| + S_c|\delta p| < \rho S \frac{dh}{dt}.$$

Разделив обе части этого неравенства на ST и заменяя отношения конечных разностей в его левой части производными, а величину S_c/S выразив через (4), окончательно получим

$$\frac{1}{q} \left| \frac{dq}{dt} \right| + \frac{1}{p} \left| \frac{dp}{dt} \right| < \frac{\epsilon}{T}. \quad (12)$$

Для случая $\frac{dh}{dt} < 0$ и, следовательно, $Sq < S_c p$ сконструируем равенство, аналогичное (11), но так, чтобы Sq убывало, а $S_c p$ возрастало:

$$S(q - |\delta q|) - S_c(p + |\delta p|) = -\beta, \quad (13)$$

где $\beta < 0$ и $|\beta| < \rho S \left| \frac{dh}{dt} \right|$ и, используя аналогичные рассуждения, опять придем к неравенству (12), где вместо ϵ на этот раз надо писать $|\epsilon|$. Имея в виду условие $T > T_*$ и вычитая неравенство (12) из уравнения (6), в котором будем пренебрегать стоящим рядом с единицей параметром ϵ , получим для случая $\frac{dh}{dt} > 0$ и, следовательно, $\epsilon > 0$:

$$-g - \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} > \frac{\epsilon}{T_*} - \frac{\epsilon}{T} > 0 \quad (14)$$

и соответственно для случая $\frac{dh}{dt} < 0$ и, следовательно, $\epsilon < 0$:

$$-g + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} > \frac{|\epsilon|}{T_*} - \frac{|\epsilon|}{T} > 0. \quad (15)$$

Здесь g — сумма абсолютных значений слагаемых $\frac{1}{q} \frac{dq}{dt}$ и $\frac{1}{p} \frac{dp}{dt}$ в той или иной их комбинации в зависимости от знака производных $\frac{dq}{dt}$ и $\frac{dp}{dt}$, следовательно, всегда $g > 0$.

Если предположить, что масштаб T сравним с отрезком времени внутри отдельного климатического цикла, на котором h возрастает (отрезок ab на рис. 36) или на котором h убывает (отрезок bc на рис. 36), то можно отметить справедливость оценки

$$\frac{|\epsilon|}{T_*} - \frac{|\epsilon|}{T} > 0, \quad \text{поскольку по}$$

условию $T > T_*$. Эта оценка, принимая во внимание отличие от нуля величины q , означает справедливость следующих вытекающих из (14) и (15) неравенств:

$$-\frac{d^2 h}{dt^2} > g \frac{q}{\rho} \geq 0 \quad (16)$$

для случая $\frac{dh}{dt} > 0$,

$$\frac{d^2 h}{dt^2} > g \frac{q}{\rho} \geq 0 \quad (17)$$

для случая $\frac{dh}{dt} < 0$. Эти неравенства означают, что на восходящей ветви

$h(t)$, $\left(\frac{dh}{dt} > 0 \right)$ рост величины h со временем замедляется и сама форма

кривой $h(t)$ выпуклая. И наоборот, на участке, где $\frac{dh}{dt} < 0$, кривая $h(t)$

имеет вогнутую форму, а сам переход от выпуклой кривой к вогнутой происходит скачкообразно. Полученный при помощи изложенных качественных рассуждений график приведен на рис. 37, II. Здесь же надо оговориться, что в соответствии со смыслом конструирования разностей (11) и (13) масштаб T соответствует на рис. 36, II отрезкам t_1b и t_2c , если эти разности вычисляются для точек t_1 и t_2 . Поэтому в действительности масштаб T меньше характерных отрезков ab и bc , исключая случаи, когда t_1 совпадает с a и t_2 совпадает с b , при этом масштаб T становится равным отрезкам ab и bc . Следовательно, неравенство $T > T_*$ выполняется на большей части отрезков ab и bc , во всяком случае на участках, примыкающих к точкам a и b , поскольку их длина намного превышает величину T_* . Если же, однако, с приближением слева к точке b длина участка t_1b становится меньше величины T_* , то изложенные выше рассуждения и вытекающее из них неравенство (16) перестают быть строгими, и на этом участке выпуклая форма кривой $h(t)$ перестает быть обоснованной.

Имея в виду это замечание, на рис. 36, III приведен схематический вариант графика $h(t)$, на котором с приближением к точке b слева, когда $t_1b < T_*$, выпуклая форма кривой $h(t)$ может перейти в вогнутую. Аналогичные замечания можно отнести к отрезку t_2c , когда точка t_2 приближается к c . На этом участке перестает быть обоснованной вогнутая форма графика $h(t)$. Однако возможная длина этого участка пренебрежимо мала по сравнению с общей длиной отрезка bc ($T_* \ll 100000$ лет). Поэтому на общем виде графика $h(t)$ внутри отрезка bc это обстоятельство практически не скажется. Изложенные рассуждения, по-видимому, можно считать качественным объяснением зубцов на пилообразном графике $h(t)$.

Следует заметить, что формулы (16) и (17) удобны для наглядного анализа отмеченного выше обстоятельства и что асимметрия кривой $h(t)$ внутри главного ледникового климатического цикла вовсе не означает аналогичной асимметрии графика климатической характеристики $q(t)$. Действительно, предположив, что знаки производных $\frac{dq}{dt}$ и $\frac{dp}{dt}$ совпадают, и воспользовавшись процедурой вычисления величины g в неравенствах (14), (15) и (16), (17), получаемых путем комбинирования (6) и (12), придем к следующим значениям g : для $\frac{dh}{dt} > 0$ $g = \frac{2}{q} \frac{dq}{dt}$ и для $\frac{dh}{dt} < 0$

$g = \frac{2}{p} \frac{dp}{dt}$. Используя эти значения, перепишем неравенства (16) и (17) в виде

$$-\frac{d^2h}{dt^2} > \frac{2}{p} \frac{dp}{dt} > 0, \quad (18)$$

$$\frac{d^2h}{dt^2} > \frac{2}{p} \frac{dp}{dt} > 0. \quad (19)$$

Отсюда видно, что изменение с течением времени знака величины $\frac{dh}{dt}$, означающее переход от неравенства (18) к неравенству (19), не означает изменения знака $\frac{dq}{dt}$, поскольку по условию знак $\frac{dp}{dt}$ в (19) совпадает со знаком $\frac{dq}{dt}$ в (18). Это свидетельствует о том, что величина $\frac{dh}{dt}$ с ростом t может изменять свой знак, например, с положительного на отрицательный на фоне постоянного возрастания (или убывания) величин q и p . Отсюда, в частности, следует возможность такой ситуации, когда несимметричный внутри ледникового климатического цикла график $h(t)$ может сопровождаться симметричным на том же временном интервале (например, синусоидальным) ходом во времени величины $q(t)$.

Неравенства (16) и (17) можно также использовать для оценки средней на интересующем нас характерном интервале времени T_1 внутри ледникового периода величины $\frac{1}{q} \frac{dq}{dt}$. Заменяя здесь производную отношением конечных разностей $\frac{\delta q}{\delta t}$, где $\delta t = T_1$, будем пользоваться равенством $\frac{1}{q} \frac{dq}{dt} = \frac{1}{T_1} \frac{\delta q}{q}$ и говорить также об оценке величины $\frac{\delta q}{q}$. Примем естественное

предположение, что при $\frac{dh}{dt} > 0$ справедливы условия $\frac{dq}{dt} > 0$ и $\frac{dp}{dt} > 0$,

которые согласуются с представлениями о современных климатических тенденциях; тогда величина g в (16) превращается в $\frac{2}{q} \frac{dq}{dt}$ и из той же формулы (16) получим $\frac{dq}{dt} < -\frac{\rho}{2} \frac{d^2 h}{dt^2}$. Заменяем здесь справа производ-

ную отношением конечных разностей, т.е. примем $-\frac{d^2 h}{dt^2} = \frac{1}{T_1} \left[\left\langle \frac{dh}{dt} \right\rangle - \frac{dh}{dt} \right]$, где в данном случае T_1 — интервал времени, сравнимый с длиной от-

резка ab на рис. 36. Используя приведенные выше оценки для $\left\langle \frac{dh}{dt} \right\rangle$,

$\frac{dh}{dt}$ и q/ρ , получим $\frac{1}{q} \frac{dq}{dt} < \frac{0,035}{T_1}$ и, следовательно, $\frac{\delta q}{q} < 0,035$. Если

для рассматриваемого случая $\left(\frac{dh}{dt} > 0 \right)$ принять условия $\frac{dq}{dt} < 0$ и $\frac{dp}{dt} < 0$,

то получаются аналогичные оценки для $\frac{1}{p} \frac{dp}{dt}$ и $\frac{\delta p}{p}$.

Перепишем теперь уравнение (6) в следующем виде, пренебрегая, как и выше, параметром ϵ , стоящим рядом с единицей:

$$\frac{1}{q} \frac{dq}{dt} + \frac{1}{p} \frac{dp}{dt} - \frac{2}{q} \frac{dq}{dt} \approx \frac{\epsilon}{T_*} + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2}. \quad (20)$$

Комбинируя его для случая $\frac{dh}{dt} > 0$ с неравенством (12), получим

$$\frac{\epsilon}{T} - \frac{2}{q} \frac{dq}{dt} > \frac{\epsilon}{T_*} + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2}. \quad (21)$$

Приняв приближенное равенство $T_1 \approx T$ и используя равенство $\frac{1}{q} \frac{dq}{dt} \approx \frac{1}{T_1} \frac{\delta q}{q}$, перепишем (21) в виде

$$\frac{1}{T} \left(\epsilon - 2 \frac{\delta q}{q} \right) > \frac{\epsilon}{T_*} + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2}. \quad (22)$$

Имея в виду условие $T \gg T_*$ и приведенную выше оценку для $\frac{\delta q}{q}$, можно было бы неравенство (22) рассматривать в качестве аналитического (т.е. основанного на оценках входящих в (22) величин) обоснования справедливости использованного выше приближенного уравнения (9), одно-

ко при условии, если бы для рассматриваемого случая $\frac{dh}{dt} > 0$ и, следовательно, как показано выше, при условии $\frac{d^2 h}{dt^2} < 0$ удалось продемонстрировать справедливость оценки:

$$\frac{\epsilon}{T_*} + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} > 0.$$

Эту оценку удастся получить из следующего приближенного равенства:

$$\frac{\epsilon}{T_*} + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} \approx \frac{\epsilon}{T_*} \left\{ 1 - \frac{T_*}{T} \ln \left[\frac{\langle \frac{dh}{dt} \rangle}{\frac{dh}{dt}} \right] \right\}. \quad (23)$$

Здесь величина $\frac{1}{\epsilon} \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2}$ записана в соответствии с определением ϵ форму-

лой (4) в виде производной $\frac{1}{\epsilon} \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} = \frac{d}{dt} \ln \frac{dh}{dt}$, которая, в свою очередь,

заменена отношением конечных разностей $\delta \ln \frac{dh}{dt} / \delta t = - \frac{1}{T_1} \ln \left[\frac{\langle \frac{dh}{dt} \rangle}{\frac{dh}{dt}} \right]$.

Вспомнив приведенные выше для случая $\frac{dh}{dt} > 0$ оценки $\frac{\langle \frac{dh}{dt} \rangle}{\frac{dh}{dt}}$ и $\frac{dh}{dt}$, получим $\frac{\langle \frac{dh}{dt} \rangle}{\frac{dh}{dt}} \approx 6,6$ и, следовательно, $\ln \left[\frac{\langle \frac{dh}{dt} \rangle}{\frac{dh}{dt}} \right] \approx 1,9$. В то же время, со-

гласно вычисленному выше значению T_* , справедлива оценка $\frac{T_*}{T} < \frac{1}{3}$.

Отсюда следует, что скобка в правой части (23) в рассматриваемом случае $\left(\frac{dh}{dt} > 0\right)$ положительна, т.е. $1 - \frac{T}{T_*} \ln \left[\left| \frac{dh}{dt} \right| / \frac{dh}{dt} \right] > 0$, и, следова-

тельно, условие $\frac{\epsilon}{T_*} + \frac{\rho}{q} \frac{d^2 h}{dt^2} > 0$ выполняется.

В развитом выше подходе к анализу палеоклиматического процесса существенно используется условие малости параметра ϵ по сравнению с единицей. Это значит, что рассматриваются направленные и достаточно плавные, сглаженные по времени, хотя и ощутимые за тысячелетние интервалы времени, изменения величины $h(t)$. Причем, как было показано, этот процесс происходит на фоне весьма незначительных относительных изменений климатической характеристики $\frac{\delta q}{q}$, а цикличность вариации $h(t)$ на протяжении ледникового периода связана с соотношением между собой производных $\frac{dq}{dt}$ и $\frac{dp}{dt}$.

Между тем встречающиеся в литературе попытки построения по данным прямых изменений (по той или иной методике) всего хода графика $h(t)$, например, для $\frac{dh}{dt} > 0$ начиная с максимума последнего оледенения, хотя и подтверждают тенденцию общего возрастания $h(t)$ и даже с соблюдением условия $\frac{d^2 h}{dt^2} < 0$, но тем не менее эти данные связаны с боль-

шим разбросом экспериментальных точек. Отклонения иногда вызывают разноречивую интерпретацию самих результатов измерений. Дело в том, что вопрос, следует ли относить отклонения данных конкретных измерений от главного хода осредненной кривой $h(t)$ к погрешностям используемой методики или к фактическим флюктуациям величины $h(t)$, остается дискуссионным. Следует заметить, что в настоящее время, по-видимому, большинство исследователей склонно считать график $h(t)$ за последние 17 тыс. лет плавно возрастающей функцией, но при этом здесь все же допускается одно или два отклонения от ее главного хода.

В связи с этим представляет интерес попытка приложения развитого выше метода анализа уравнения глобального водного баланса к случаю, когда это уравнение нельзя упрощать, пренебрегая параметром ϵ по сравнению с единицей. Этот случай в соответствии с определением ϵ формулой (4) означает резкое увеличение $\frac{dh}{dt}$, и, следовательно, он соответ-

ствует резким отклонениям хода графика $h(t)$ от его значений, вычисленных с использованием условия $\epsilon \ll 1$, т.е. от гладкой возрастающей кривой. Легко заметить, что отказ от упрощения уравнения (6) необозримо затрудняет его анализ, однако все же здесь представляется возможным предложить следующее простое качественное рассуждение.

Пусть около сглаженной кривой $h(t)$, получаемой из предложенной выше теории, осуществляются отклонения фактической величины океанского уровня; величину этого отклонения обозначим через δh и соответственно отклонения фактической скорости изменения уровня от скорости возрастания сглаженной функции $h(t)$ через $\delta\left(\frac{dh}{dt}\right)$. Вариации остальных входящих в уравнение (3) величин обозначим через $\delta q, \delta p, \delta S$ (где $\delta S = \mp \delta S_c$). Перепишем теперь уравнение глобального водного баланса для двух режимов изменения $h(t)$: одного – сглаженного упрощением по малому параметру и другого – для фактического изменения уровня, включая локальные отклонения от сглаженного хода $h(t)$. Для удобства сопоставления выпишем их вместе, несколько изменив первоначальную форму записи уравнения (3):

$$q - p - \frac{S_c}{S} = -\rho \frac{dh}{dt}, \quad (24)$$

$$q + \delta q - (p + \delta p) \frac{S_c - \delta S}{S + \delta S} = -\rho \frac{dh}{dt} - \rho \delta \left(\frac{dh}{dt} \right). \quad (25)$$

Заметив, что при возможных вариациях δS внутри ледникового климатического цикла величина δS мала по сравнению с S и S_c , используем разложение в ряд величины $\left(1 - \frac{\delta S}{S}\right)^{-1}$ и, ограничиваясь двумя первыми членами этого разложения, перепишем уравнение (25) в виде

$$q + \delta q - (p + \delta p) \frac{S_c}{S} \left(1 - \frac{A}{SS_c} \delta S\right) \approx -\rho \frac{dh}{dt} - \rho \delta \left(\frac{dh}{dt} \right). \quad (26)$$

Заметив теперь, что величина $\frac{A}{SS_c} \delta S$ при всех возможных δS мала по сравнению с единицей и, следовательно, может быть здесь опущена как пренебрежимо малая. Вычитая друг из друга уравнения (24) и (26), приходим к следующей удобной для анализа приближенной формуле:

$$\delta q - \delta p \frac{S_c}{S} \approx \rho \delta \left(\frac{dh}{dt} \right). \quad (27)$$

Следует прежде всего отметить, что входящая в левую часть этого уравнения локальная вариация δq вряд ли может превышать вариацию величины q за отрезок времени, равный последним 17 тыс. лет. Оценка носительной вариации этой величины была дана выше $\left(\frac{\delta q}{q} < 0,035\right)$, и, следовательно, δq мала по сравнению с самой величиной удельного "эффективного" испарения с поверхности океана q . Этот вывод представляется логичным и из общих соображений. Дело в том, что, как уже отмечалось, q является энергетической характеристикой, отражающей приход энергии к поверхности Мирового океана, которая затрачивается главным образом на испарение из-за большой энергоемкости этого про-

цесса. В то же время приход энергии к поверхности океана за рассматриваемый отрезок времени можно считать стабильным; отсюда следует и относительная стабильность величины q . Предположим теперь, что около сглаженной кривой $h(t)$ в районе некоторой фиксированной точки на оси времени имеет место локальная вариация величины $\frac{dh}{dt}$.

Можно, в частности, предположить, что здесь вариация $\delta\left(\frac{dh}{dt}\right)$ на порядок превышает значение $\frac{dh}{dt}$, определяемое по сглаженной кривой $h(t)$, и поэтому в качестве примера допустим, что $\rho\delta\left(\frac{dh}{dt}\right) \approx q$. В этом случае, с учетом высказанного выше замечания, из уравнения (27) вытекает, что его правая часть должна компенсироваться слагаемым $\delta p \frac{S_c}{S}$ ввиду малости δq . Поскольку значение $\frac{S_c}{S}$ относительно стабильно, величина рассматриваемого слагаемого зависит прежде всего от δp . Отсюда видно, что величина δp является сильно изменчивой, причем относительная вариация $\frac{\delta p}{p}$ может быть значительной. Если считать удельное таяние ледников на суше (т.е. величину p) связанным только с приходом энергии к поверхности суши, то здесь были бы уместны те же соображения, что и высказанные выше относительно величины q , и поэтому значения $\frac{\delta p}{p}$ пришлось бы считать малыми. Однако вытекающий из предложенного анализа вывод о возможности больших относительных значений δp , $\left(\frac{\delta p}{p} > 1\right)$ согласуется с развиваемыми в одном из направлений современной палеогляциологии представлениями о разрушении и деградации материковых оледенений путем ледниковых катастроф (сёрджей), в ходе которых лед сбрасывается в океан¹. Действительно, в этом случае величина p , а следовательно и δp , выражает общую убыль льда на суше, которая может быть связана просто с его механическим удалением и включением в Мировой океан в виде плавучих льдов. Интересно отметить, что ледниковые катастрофы могут происходить в виде импульсов, т.е. деградация ледяных щитов — это отнюдь не плавный и постепенный процесс, и это обстоятельство должно приводить к пульсирующему возрастанию функции $h(t)$, что согласуется с высказанными выше теоретическими соображениями.

¹ Работы этого направления упоминались в начале этой главы.

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ САЯНО-ТУВИНСКОГО НАГОРЬЯ: МОРФОЛОГИЯ, ИНТЕНСИВНОСТЬ ПИТАНИЯ, ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА

Древние оледенения Саяно-Тувинского нагорья — обширной системы хребтов и впадин, расположенной между Верхним Енисеем и оз. Байкал, — изучаются уже более 100 лет. Первые наблюдения за их следами в бассейнах Оки и Иркутка проводились в 1867 г. П.А. Кропоткиным. Результаты этих исследований он использовал для обоснования выводов о покровном оледенении Восточного Саяна и всей Восточной Сибири. Тогда же, в 70-х годах XIX в., многочисленные признаки древнего оледенения в восточных районах нагорья были отмечены И.Д. Черским и А.Л. Чекановским.

В первые десятилетия текущего столетия следы древних ледников Саян и Тувы изучались Х. Хаузенем, А.Г. Вологдиным, И.А. Молчановым, А.В. Львовым, З.А. Лебедевой, В.В. Ламакиным и другими выдающимися геологами. Анализ их материалов позволил В.А. Обручеву уже в 1931 г. сделать вывод о высокой интенсивности четвертичных оледенений нагорья. В дальнейшем получение сведений об этих оледенениях связано с проведением геологической съемки и тематических исследований в 40–50-х годах, в частности с работами С.В. Обручева, Н.А. Логачева, И.И. Белостоцкого, И.С. Гудилина, И.Г. Нордеги, О.А. Раковец, Л.Д. Шорыгиной, В.Н. Олюнина. Более подробные данные по истории изучения древних оледенений Саяно-Тувинского нагорья имеются в монографии "Алтай-Саянская горная область" (Зятькова, Миляева, 1969).

К сожалению, накопленные к началу 60-х годов материалы долго оставались рассредоточенными по статьям и рукописным отчетам, в связи с чем авторы обобщающих работ продолжали пользоваться устаревшей, фрагментарной и неточной информацией. Поэтому выводы, которые мы находим в сводках этого времени, часто оказываются трудносопоставимыми. Так, если С.С. Воскресенский (1962) в 60-е годы считал возможным утверждать, что последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья было сетчатым, а местами даже покровным, то авторы других работ были более осторожными. В частности, весьма умеренным считал это оледенение К.К. Марков, который указывал, что в Западном и Восточном Саянах и Туве были только долинные ледники. И хотя отдельные из них достигали длины 50–70 км, все они заканчивались на очень большой высоте. Обширные же котловины Тувы (1700–2000 м) не заполнялись льдом (Марков и др., 1965).

Первые убедительные доказательства интенсивного оледенения Саян и Тувы появились в тех же 60-х годах вместе с выходом нескольких монографий, посвященных гляциальной геоморфологии крупных районов Восточного и Западного Саян, Восточной Тувы и хр. Танну-Ола (Ефимцев, 1961; Гросвальд, 1965; Олюнин, 1965а). Однако карта древнего оледенения всего Саяно-Тувинского нагорья была составлена нами только в 1983 г., что явилось частью работ по созданию Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, проводимых Институтом географии АН СССР.

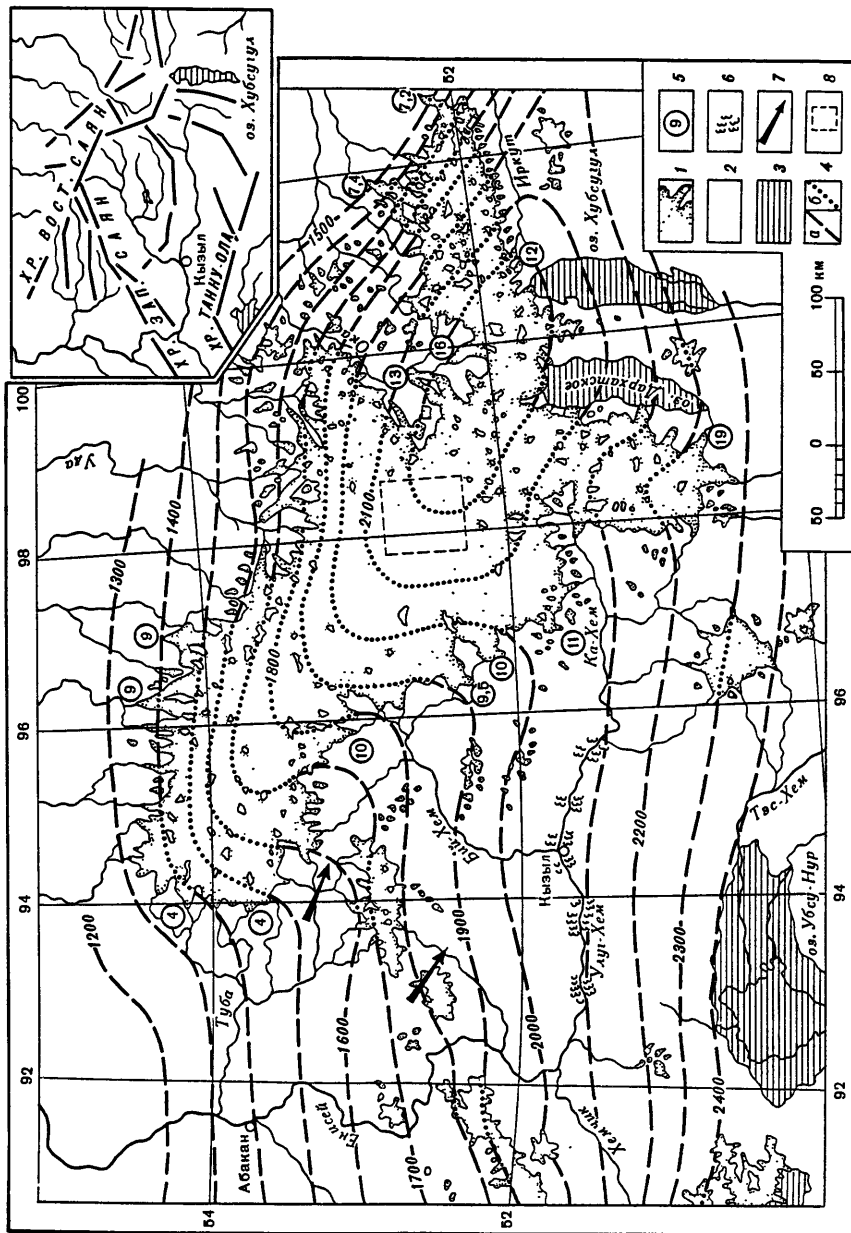
При этом в качестве главных источников использовались упомянутые монографии и Карта четвертичных отложений МНР (1979). Оставшиеся пробелы были заполнены на основе анализа рельефа по топографическим картам и аэрофотоснимкам (В.Н. Орлянкин), а также по некоторым данным из отчетов полевых геолого-съемочных партий.

Составление единой карты для всего Саяно-Тувинского нагорья по данным разных авторов, ставивших перед собой неодинаковые задачи, стало возможным только после унификации исходных материалов, т.е. после устранения различий в подходе разных исследователей к реконструкции древних ледников по их отложениям и формам рельефа. При этом мы широко опирались на опыт гляциологических исследований в современных горно-ледниковых районах, который показывает, что рост масштабов и интенсивности оледенения гор всегда означает не только увеличение численности и длины ледников, но и толщины льда. Последнее ведет к объединению ледников соседних долин и распространению льда на водоразделы, а также к другим изменениям, ведущим к возрастанию связности и сплошности ледниковых систем. Судя по многим признакам, именно такая покровно-сетчатая ледниковая система возникла на Саяно-Тувинском нагорье. Одним из подтверждений правильности этого вывода может служить тот факт, что современные ледниковые системы районов интенсивного оледенения гор Аляски, Каракорума, о-ва Элсмир и архипелага Шпицберген отличаются высокой степенью сплошности.

ДРЕВНЕЛЕДНИКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НАГОРЬЯ

Реконструированное оледенение нагорья (рис. 38) представлено различными по морфологии и размерам горными ледниками. Они объединены в три группы: а) каровые и простые долинны ледники длиной до 10–15 км, наиболее характерные для периферических хребтов; б) локальные ледниковые комплексы Западного Саяна и Сангилена, состоящие из сложных долинных ледников и водораздельных ледниковых чехлов; они имеют площадь до 1–3 тыс. км² каждый; в) Саяно-Тувинский горно-покровный ледниковый комплекс, образованный слиянием Восточно-Тоджинского купола с Казыр-Кизирской, Окинской, Китойско-Тункинской и Верхнекахемской сетчатыми системами; протяженность этого комплекса превышает 600 км, максимальная ширина составляет 200 км, а общая площадь за вычетом нунатаков близка к 80 тыс. км².

Положение всех этих ледников и их комплексов было установлено по геологическим и геоморфологическим данным. В частности, каровые и простые долинны ледники реконструированы по горным циркам и обособленным троговым долинам с замыкающими конечными моренами, локальные ледниковые комплексы — по связным системам экзарационных долин и моренных гряд, охватывающим целые горные массивы. Сетчатые ледниковые системы, входившие в состав Саяно-Тувинского комплекса, восстановлены по обширным сетям троговых долин, которые образовались в результате соединения соседних магистральных трогов, подобных Казырскому и Кизирскому, многочисленным сквозным долинам. Последние возникли вследствие ледниковых прорывов ло-



кальных водоразделов и свидетельствуют о широком развитии в плейстоцене нагорья явлений трансфлюэнции льда.

Существование ледникового купола, т.е. настоящего покровного ледника, на востоке Тоджинской котловины доказано фактами. Во-первых, о нем свидетельствует сравнительно простая плановая форма конечноморенного пояса котловины, образующего 200-километровую дугу, которая осложнена лишь несколькими короткими лопастными выступами. Во-вторых, во внутреннем районе реконструированного купола почти совсем отсутствуют нунатаки. В-третьих, рельеф интенсивной экзарации, представленный здесь многообразными сочетаниями бараньих лбов и скалистых ванн выпаживания, практически одинаково развит и в долинах, и на междуречьях. Наконец, в-четвертых, для меридионального отрезка Большого Саяна, обрамляющего котловину с востока, характерны корытообразные долины прорыва, судя по которым лед Восточно-Тоджинского купола переваливал через главный водораздел нагорья и участвовал в питании гигантских ледников, занимавших долины Тиссы, Сенцы и некоторых других рек бассейна Оки. При этом тоджинский лед, преодолевая обратные уклоны местности, двигался с запада на восток, что было возможно лишь при большой высоте купола и несовпадении его ледораздела с гребневой линией хр. Большой Саян.

Дополнительные данные по морфологии и динамике Восточно-Тоджинского ледникового купола были получены в сентябре 1971 г. в результате проведенных нами измерений ориентировки ледниковых шрамов на Хамсара-Бийхемском междуречье. Это междуречье служит основанием для нескольких крупных щитовых вулканов; его поверхность выстлана молодыми базальтовыми лавами, причем те и другие несут яркие следы интенсивной ледниковой обработки. Вулканы подрезаны льдом и утратили свою исходную куполовидную форму, превратившись в столовые горы с отвесными склонами; в базальтовых лавах выпажаны ложбины, ставшие ваннами небольших озер, тогда как межложбинные гряды приобрели форму бараньих лбов и друмлиноидов; скальные выходы междуречья покрыты ледниковыми штрихами и шрамами; на дистальных склонах бараньих лбов и других положительных форм отмечаются скопления валунов-ледогранников, представляющих собой обработанные льдом обломки местных базальтов и гранитов Большого Саяна. Ориентировка всех этих образований свидетельствует о том, что движение древних льдов района было направлено на запад и северо-запад.

Интересно, что следы параллельной ледниковой штриховки здесь можно наблюдать и на глыбах базальта из каменных морей (рис. 39). Это свидетельствует о возможности формирования подобных "морей" не только в перигляциальных обстановках древнеледниковых эпох, как

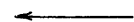


Рис. 38. Саяно-Тувинское нагорье. Карта последнего оледенения и орографическая схема. Составили М.Г. Гросвальд и В.Н. Орлянкин

1 — ледники; 2 — свободная от льда суша; 3 — озерные бассейны; 4 — изолинии равной высоты границы питания (изохионы) над каменной (а) и снежно-ледяной (б) поверхностями; 5 — отметки концов ледников, сотни метров над ур. моря; 6 — "гигантские знаки ряби"; 7 — основные перевалы Куртушибинского хребта; 8 — участок, представленный на рис. 40

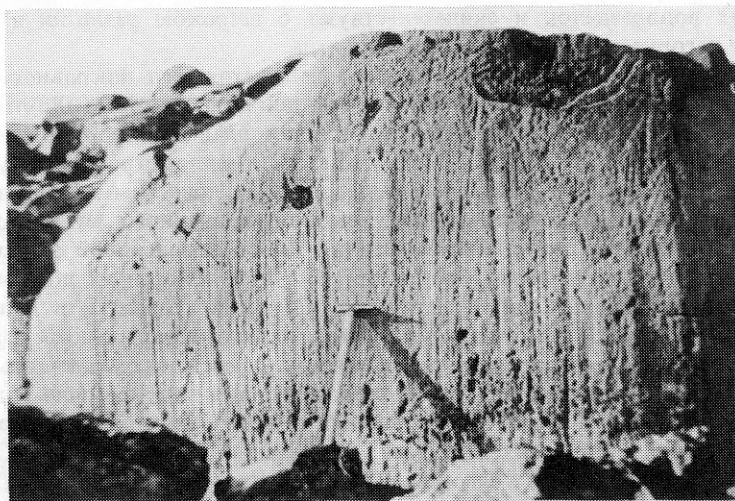


Рис. 39. Параллельные ледниковые штрихи и шрамы на базальтовой глыбе из каменного моря Хамсара-Бийхемского междуречья

Видимый размер штрихованного фасета — 3,5×2 м. Фото М.Г. Гросвальда

это нередко считают, но и в условиях "нормального" климата сибирского высокогорья, причем за сравнительно короткое поздне- и после-ледниковое время.

Результаты измерений ориентировки ледниковых штрихов и шрамов представлены на рис. 40. Фактическое количество выполненных замеров значительно больше показанного; каждая точка на схеме получена путем осреднения данных нескольких измерений. Поскольку основная масса ледниковых штрихов образуется под краевыми зонами отступающих, но сохраняющих активность ледников, направления этих штрихов мало говорят о движении льда Восточно-Тоджинского купола на этапах его роста и стационарного режима. Они лишь показывают, что и после перехода к убыванию этот лед, двигаясь на северо-запад, почти не считался ни с глубокой долиной Бий-Хема, ни с вулканическими постройками, возвышающимися над поверхностью междуречного плато на 400–600 м.

Мощности льда на участках карового, горно-долинного и сетчатого оледенения установлены достаточно надежно. Разности отметок дний троговых долин и верхних пределов следов ледникового воздействия на их бортах позволили сделать вывод, что толщина простых долинных ледников составляла 100–250 м, а ледники, входившие в состав сетчатых систем, имели средние мощности 500–700 м. О толщине льда Восточно-Тоджинского купола можно судить лишь по косвенным данным. Поперечные профили, построенные с учетом плановых размеров купола и высот "нунатак-морен" в его краевых зонах, показали, что максимальная мощность льда здесь приближалась к 1300–1400 м (Гросвальд, 1965). Исходя из приведенных значений, можно сделать заключение, что средняя толщина всего Саяно-Тувинского горно-покровного комплекса со-

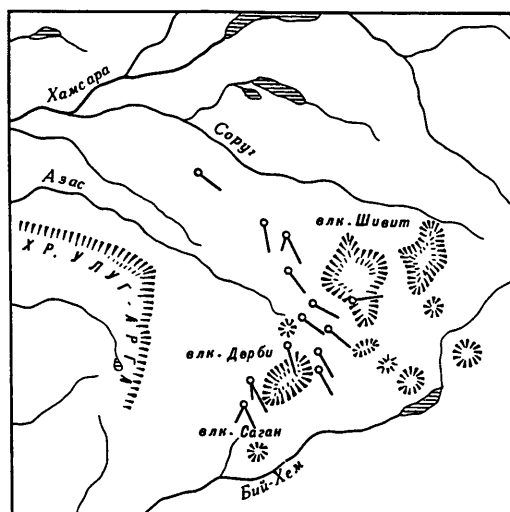


Рис. 40. Ориентировка ледниковых штрихов и шрамов на базальтах Хамсара-Бийхемского междуречья в верховьях Азаса. Составил М.Г. Гросвальд

ставляла около 500 м, а объем его льда был приблизительно равен 40 тыс. км³. Эти оценки хорошо согласуются с результатами расчетов, выполненных для подобных комплексов Дж. Холлином и Д. Шиллингом (Hollin, Schilling, 1981), а также с данными прямых измерений на современных сетчатых системах Аляски и Канадской Арктики. А если учесть также обособленные ледники и локальные ледниковые комплексы Саяно-Тувинского нагорья, то суммарная площадь его оледенения приближалась к 95–100 тыс. км², а объем льда – к 45 тыс. км³.

Таким образом, фактические данные, отраженные на рис. 38, показывают, что Саяно-Тувинское нагорье, располагающееся вблизи центра Евразии и, следовательно, представляющее собой самую далекую от океанов горную область мира, подвергалось интенсивному оледенению. Его масштабы значительно превышали все ранее публиковавшиеся оценки. По своим размерам ледники нагорья стояли в одном ряду с древнеледниковыми комплексами Памира, Тянь-Шаня, Алтая и превосходили ледники Кавказа и Альп.

Одним из основных элементов содержания карты являются высоты границы питания древних ледников, показанные с помощью изолиний – изохион. Последние получены методом Куровского как среднее арифметическое из отметок верхних и нижних концов мелких ледников, причем для преодоления трудностей, связанных с разбросом частных значений, контрольные точки, по которым строились изолинии, определялись путем осреднения таких значений по группам из трех–пяти соседних ледников.

Рисунок полученного поля изохион ясно показывает, что оледенение нагорья формировалось в условиях движения влагонесущих воздушных масс с запада и северо-запада и повышения температур воздуха с севера

на юг. Об этом прежде всего свидетельствует общий рост высот изохион от 1200 м на северо-западе до 2400 м на юге и юго-востоке. О том же говорят лопастные изгибы изохион к юго-востоку над межгорными проходами и седловинами, а также существование особого ареала больших высот границы питания в подветренной юго-восточной части области, который очерчен серией замкнутых изохион.

Реальность данной закономерности подтверждается также распределением минимальных отметок, до которых доходили края Саяно-Тувинского ледникового комплекса. На северо-западной, наветренной стороне нагорья, в низовьях Кизира и Казыра, концы ледников спускались до высоты 400 м; на восточной, иркутской стороне, куда свободно поступали западные ветры, обтекавшие нагорье с севера, крупнейшие ледники достигали отметок 740 м (Онотский) и 720 м (Китойский); в Тоджинской котловине, куда влагонесущие воздушные массы проникали через низкий Амыльский перевал, края ледникового купола располагались на абсолютной высоте 950–1000 м; в пределах холодного, но изолированного с трех сторон, а потому сухого Окинского плато самые большие ледники оканчивались на высотах 1300–1600 м; наконец, в Северной Монголии концы ледников спускались до 1900–2000 м. Таким образом, Саяно-Тувинский горно-покровный комплекс в целом залегал с заметным перекосом: он был глубоко надвинут на северо-западную сторону нагорья и приподнят на его юго-восточной стороне.

Высоты границы питания современных ледников нагорья подчиняются той же географической закономерности: они возрастают с северо-запада на юго-восток, т.е. в направлении иссушения северо-западных ветров, изменяясь от 2200–2400 м в среднем и верхнем течении Кизира и Казыра до 3000 м в районе горы Мунку-Сардык (Гросвальд, 1965). При сопоставлении полей границы питания современных и древних ледников выясняется, что депрессия этой границы в Казыр-Кизирском районе составляла 500–700 м, а у горы Мунку-Сардык — около 800 м. Однако в эти значения следует ввести поправки, связанные с различиями в типах и размерах современных ледников указанных районов (преимущественно мелких каровых) и древних ледников, по которым определялись высоты границы питания (главным образом долинных). Приняв в расчет разницу в коэффициентах концентрации снега на каровых ледниках и ледниках долинного типа, равных соответственно 1,6–2,0 и 1,2–1,4, можно заключить, что искомые поправки должны составлять 100–200 м, в некоторых случаях даже 300 м. Отсюда следует, что в эпоху последнего оледенения снижение границы питания в центре Евразии составляло 800–900 м, т.е. было очень близким к средней депрессии такой границы, определенной для всех горных систем умеренных широт.

Все геологи, изучавшие следы последнего оледенения Саяно-Тувинского нагорья, относят их к позднему плейстоцену. Этот вывод основывается на морфологической свежести ледниковых форм рельефа, а также на их корреляции с речными и делювиальными отложениями, вмещающими кости принадлежащих к верхнепалеолитическому фаунистическому комплексу млекопитающих. Определений абсолютного возраста ледниковых отложений в Саянах и Туве не проводилось, и лишь для соседнего древнеледниковой района — Западного Прибайкалья — ус-

тановлено, что моренные толщи, сходные по своей геоморфологии с саяно-тувинскими, подстилаются слоями с радиоуглеродным возрастом $25\,880 \pm 1350$ лет назад (Заморуев, 1982).

Что касается более древних, досартанских, или довыюрмских, оледенений нагорья, то сведения о них остаются крайне скудными. Большинство доказательств, приводившихся ранее в пользу их существования, на поверку оказались следами последнего оледенения (Олюнин, 1965а). В Восточной Туве к следам довыюрмских оледенений можно уверенно относить только глубокий трог долины Ка-Хема и толщи четвертичных тиллитов, участвующие в строении молодых вулканов Хамсара-Бий-хемского междуречья. Однако сейчас вряд ли можно сомневаться, что оледенения последнего миллиона лет развивались здесь в условиях того же рельефа и климата, что и последнее из них. Поэтому можно ожидать, что все ледниковые комплексы этого периода имели примерно одинаковые размеры и морфологию.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕДНИКОВОГО ПАЛЕОКЛИМАТА

Высокая интенсивность древних оледенений Саяно-Тувинского нагорья заставляет по-новому взглянуть на палеоклиматические условия его плейстоценовых ледниковых эпох. Существенную помощь в их понимании могут оказать данные о современном климате нивального пояса Саян. Еще недавно он считался резко континентальным, что объясняли большой удаленностью горной области от океана и влиянием зимнего Азиатского антициклона. Однако исследования последних десятилетий показали, что антициклональные условия зимы здесь характерны только для межгорных впадин, входящих в низкогорный пояс, и в меньшей степени для среднегорного пояса, тогда как в высокогорье, испытывающем влияние западного воздушного течения, низкие температуры сочетаются с довольно большими суммами атмосферных осадков. Средние годовые температуры на уровнях выше 1900–2000 м составляют в Саянах -7° , -10° , а средние июльские температуры варьируют от 0 до 10° , тогда как количество осадков, рассчитанное по данным измерений модуля стока, в истоках Бий-Хема и Хамсары достигает 1350–1400 мм/год, а в верховьях Кизира и Казыра — даже 1800–1850 мм/год. При этом во все времена года, включая лето, эти осадки могут выпадать в виде снега (Гроссвальд, 1965).

Климат нагорья эпохи последнего оледенения изучен крайне слабо, что связано с практически полным отсутствием надежных палеоботанических данных по его площади. Имеются, правда, мелкомасштабные карты палеотемператур, построенные для территории СССР и континентов мира по материалам спорово-пыльцевого анализа и результатам моделирования палеоклиматов с помощью ЭВМ, однако их участки, покрывающие область нагорья, особого доверия не вызывают, так как использованные их авторами контрольные точки отстоят от Саян и Тувы на тысячи километров. Тем не менее укажем, что, судя по карте Т.А. Бурашниковой, М.В. Муратовой и И.А. Суетовой (1979), составленной для эпохи максимума последнего оледенения, средние июльские температуры на северной предгорной равнине Восточного и Западного Саян

были на 6–7° ниже современных. А по известной реконструкции Л. Гейтса (Gates, 1976), падение этих температур в области нагорья должно было достигать 12–15°.

Что касается данных об атмосферных осадках эпохи последнего оледенения, то для Саяно-Тувинского нагорья они вообще отсутствуют. Кое-какая информация по этому вопросу имеется только по отдельным пунктам на его периферии, в частности по Иркутску и некоторым районам Северной и Западной Монголии. Известно, например, что на западе МНР плейстоценовые оледенения развивались на фоне значительного увеличения влажности и мягкости климата. По данным Е.В. Девяткина, Е.М. Малаевой и др. (1978), первые половины каждого из средне- и позднеледниковых оледенений в Котловине Больших Озер знаменовались озерными трансгрессиями и глубокими изменениями растительных сообществ. В частности, уровень бессточного оз. Хиргиз-Нур повышался до абсолютной отметки 1180 м, что на 150 м выше современного, а уровень гигантского оз. Убсу-Нур – до отметки 960 м, что выше современного на 207 м. Склоны Хангайского хребта и Монгольского Алтая покрывались темныхвойными лесами, а их предгорья – широколиственными. Причем, согласно тем же авторам, развитие темнохвойных пород должно свидетельствовать о сравнительно прохладных (не теплее 19–20°) и влажных палеоклиматах лета, о многоснежных зимах и годовых суммах атмосферных осадков, составлявших минимум 400–600 мм. В то же время на севере МНР, в Дархатской котловине, которая в настоящее время получает свыше 400 мм осадков, условия становились более сухими (Мурзаева и др., 1984). Более сухим, чем в настоящее время, климат был и в районе Иркутска: судя по результатам палеоботанических исследований Т.Д. Боярской (личное сообщение), средние годовые суммы осадков, которые сейчас здесь также близки к 400 мм, в эпоху последнего оледенения снижались до 250 мм. Подчеркнем еще раз, что все эти данные, по существу исчерпывающие имеющуюся информацию, относятся не к Саяно-Тувинскому нагорью, а к окружающим его районам.

Теперь, однако, появилась возможность определения количества атмосферных осадков в прошлом и для самого нагорья. Ею мы обязаны разработкам А.Н. Кренке (1982), одним из результатов которых явился специальный метод, позволяющий рассчитывать интенсивность питания ледников, определять суммы твердых осадков в горно-ледниковых районах и составлять карты аккумуляции снега на высотах границы питания ледников. Располагая этим методом, мы смогли использовать палеоизохроны, представленные на рис. 38, чтобы построить такую карту для эпохи максимума последнего оледенения на всю площадь Саяно-Тувинского нагорья. Метод Кренке базируется на фундаментальном положении гляциологии о равенстве аккумуляции и абляции на границе питания ледников, а также на существовании достаточно устойчивой связи между значениями абляции и средними температурами летних сезонов. По-видимому, эта связь наиболее точно описывается формулой

$$A = 1,33 (\bar{t}_л + 9,66)^{2,85},$$

где A – суммарная абляция на поверхности ледника, выраженная в миллиметрах слоя воды, а $\bar{t}_л$ – средняя летняя температура воздуха, °С.

Практическое применение метода сводится к экстраполяции средних летних температур от метеостанций или иных пунктов в предгорьях или низкогорье, для которых имеется климатическая информация, вверх до уровней границы питания ледников и к определению значений абляции на этой границе. В дальнейшем, введя поправки на коэффициент концентрации снега, можно получить и годовые суммы атмосферных осадков. Экстраполяция температур вверх в ледниковую зону проводится с учетом их высотных градиентов, а также степени выхолаживания воздуха над ледниками и их предполями.

В нашем случае важнейшей исходной задачей, от которой зависела вся реконструкция, было определение летних палеотемператур в предгорьях Саян. Для ее решения мы использовали данные о современных средних температурах лета на территории СССР, рассчитанных Г.М. Моисеевой (Институт географии АН СССР), в которые затем ввели поправки на позднеледниковое похолодание: эти поправки были приняты равными -5° (первый эксперимент) и -7° (второй эксперимент), что сделано в соответствии с рекомендациями ряда палинологов. Конечно, было бы желательно пойти другим путем, а именно исходить из палеотемператур, непосредственно определенных палеоботаническими и другими геологическими методами. Однако пока это сделать невозможно, так как подобные материалы еще слишком отрывочны, ненадежны и противоречивы.

Высотный градиент температур был принят для нагорья равным $0,5^{\circ}/100$ м. Что касается выхолаживания воздуха над ледниками, то оно учитывалось следующим образом. Во-первых, в связи с тем, что расчет палеотемператур выполнялся от предгорных равнин, лежащих вне зоны климатического влияния ледников, была введена поправка на температурный скачок у дистальной границы приледниковой зоны, причем ширина последней принималась равной около 50 км. Во-вторых, вводилась поправка на скачок у краев собственно ледникового комплекса. В-третьих, особая поправка была введена для центральной части этого комплекса, которая учитывает горизонтальные температурные градиенты над большими снежно-ледяными поверхностями, выявляющиеся при сравнении данных аэрологических и наземных гляциологических наблюдений. Для суммарных поправок, вводимых на этих рубежах, были приняты соответственно следующие значения: -1 , -2 и -3° .

Дальнейшая работа велась по следующей схеме. На карту изохион была наложена сетка квадратов со сторонами в 1 см. В ее узлах сначала определялись высоты границы питания, потом средние летние температуры, затем значения средней многолетней абляции. Последние же, как это следует из определения термина "граница питания", на ее уровнях равны среднемноголетней аккумуляции. Наконец, между полученными таким путем контрольными точками были интерполированы изолинии равной аккумуляции (через каждые 100 мм), которые и составили главное содержание карт полей аккумуляции на высоте границы питания.

Одна из карт, построенная при допущении о снижении средних температур лета на 7° , представлена на рис. 41. Другую карту, построенную в результате первого эксперимента, т.е. при допущении о снижении тех же температур на 5° , мы не приводим, так как отраженные на ней значения

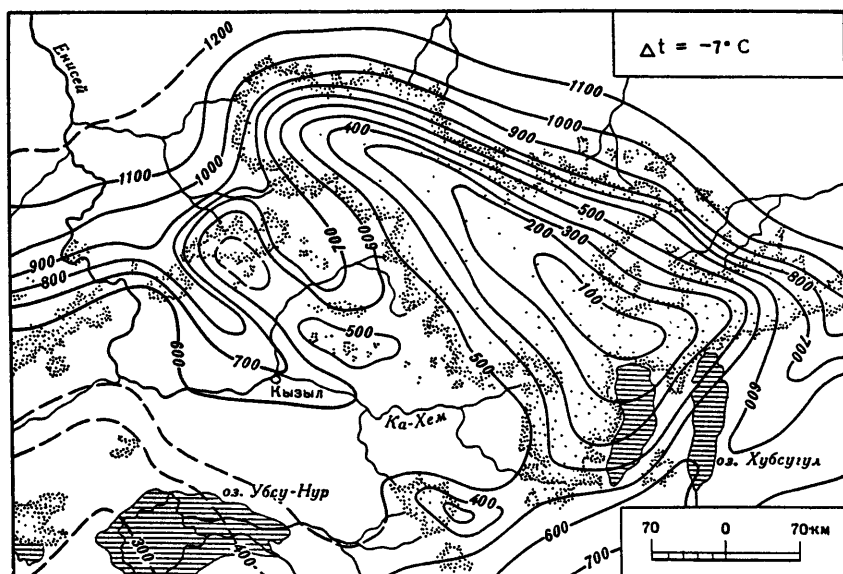


Рис. 41. Саяно-Тувинское нагорье. Аккумуляция (мм/год) на высоте границы питания позднелейстоценовых ледников, рассчитанная при допущении снижения средних температур лета на 7° . Составили М.Г. Гросвальд, Л.Н. Глебова и П.А. Шагин

аккумуляции нам кажутся неправдоподобно высокими. В самом деле, если, согласно карте (см. рис. 41), на северо-западе и северо-востоке Саяно-Тувинского нагорья эти значения составляли 800–900 мм, то, судя по другой карте, они достигали там 1500–2000 мм, т.е. примерно равнялись современным осадкам в верховьях Кизира и Казыра. А аккумуляция на юго-восточной окраине нагорья, наиболее близкой к уже упоминавшейся Дархатской котловине Северной Монголии, согласно тем же картам, составляла соответственно 100–300 и 550–700 мм. Последние значения не просто непомерно велики, но и противоречат выводам палеоботаников, которые свидетельствуют об увеличении аридности района этой котловины в эпохи оледенений.

Интересно, что различия в значениях аккумуляции, полученных при допущениях о разных, но сравнительно близких по размаху похолоданиях, оказались столь глубокими. Это свидетельствует о высокой чувствительности метода к изменениям в термическом режиме ледниковых районов, что вполне закономерно, так как отражает наличие нелинейной (кубической) зависимости, связывающей интенсивность абляции со средними температурами летних сезонов.

Указанная карта интересна во многих отношениях (см. рис. 41). Во-первых, она свидетельствует о сравнительно высокой интенсивности атмосферного питания древних ледников Саяно-Тувинского нагорья. На его склонах, обращенных на северо-запад и северо-восток, эта интенсивность составляла 600–900 мм/год, иначе говоря, была примерно такой же, как в современных полярных районах горно-покровного оледенения с океаническим кли-

матом, подобных Шпицбергену. Конечно, тот же расчет мог дать и более низкую интенсивность питания, однако для этого потребовалось бы допущение о еще более глубоком, чем на 7°, похолодании климата области.

Во-вторых, судя по карте, средний климатический уровень конденсации, который в настоящее время располагается в пределах нагорья на высотах 2200–3000 м, в эпоху оледенения снижался до 1300–1900 м, т.е. приходился не на высокогорье, как сейчас, а на среднегорье. Поскольку же последнее занимает здесь гораздо большую площадь, орографическая база развития оледенения существенно расширялась.

В-третьих, карта показывает, что атмосферное питание древнеледниковых комплексов нагорья, как и питание его современных ледников, было связано с влагонесущими ветрами западного и северо-западного направлений — с атлантическим воздушным течением, которое, судя по приведенным выше значениям аккумуляции, должно было усиливаться. О ведущей роли ветров указанных румбов в этом питании свидетельствуют как ориентировка "струй", или лопастных изгибов изолиний, приуроченных к горным перевалам, так и общее направление градиентов аккумуляции на макросклонах нагорья. А градиенты в поле аккумуляции юго-восточной части области позволяют предполагать, что там направления древнего влагопереноса имели и южную составляющую.

В-четвертых, карта подтверждает большое значение орографического фактора в распределении осадков. На ней видны многие результаты влияния этого фактора: горизонтальный "плювиографический" градиент на наветренных склонах нагорья, который местами приближался к 10 мм/км; перепады в значениях аккумуляции на наветренных и подветренных склонах Западного Саяна, достигавшие 500 мм; струйная структура поля аккумуляции. Две "струи", т.е. два гребня повышенной аккумуляции, отчетливо приурочены к перевалам Куртушибинского хребта; третья "струя", имевшая особенно крупные масштабы, внедрялась в Иркутский амфитеатр. Первая "струя", проходившая от Туранского перевала к Кызылу, питала ледники бассейна Ка-Хема; вторая, проникавшая через Амышский перевал в Тоджинскую котловину, снабжала снегом Восточно-Тоджинский ледниковый купол; наконец, третья, выходявшая своим острием к Хамар-Дабану, обеспечивала высокую аккумуляцию на ледниках северо-восточного макросклона Восточного Саяна. Очевидно, с орографическими эффектами следует связывать и упоминавшуюся выше аридизацию района Дархатской котловины. Этот район оказывался в ветровой тени Саяно-Тувинского ледникового комплекса, который должен был перехватывать большую часть влаги, поступавшей сюда с северо-западными и западными ветрами. Нам представляется, что именно это обстоятельство явилось причиной усиления сухости котловины, а отнюдь не "влияние расширявшегося Сибирского антициклона с его устойчивой сухой погодой", как считают В.Э.Мурзаева с соавторами (1984).

ДАРХАТСКОЕ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНОЕ ОЗЕРО

Важным элементом приледниковых ландшафтов Саяно-Тувинского нагорья были ледниково-подпрудные озера, как долинные, так и котловинные. Из них наибольший интерес представляли озера котловинного типа, поскольку они, во-первых, отличались особенно большими размерами и, во-вторых, создавали палеогеографическую специфику гор Южной Сибири, рельеф которых, как известно, образован сложным сочетанием хребтов и впадин. Многочисленные следы таких озер выявлены здесь при геологической съемке и тематических исследованиях; известны они и в пределах Саяно-Тувинского нагорья.

Однако самому крупному из приледниковых водоемов нагорья — древнему Дархатскому ледниково-подпрудному озеру, которое периодически формировалось в Дархатской котловине, — до сих пор уделялось мало внимания. Это озеро изучено еще крайне недостаточно, что связано с труднодоступностью верховьев Ка-Хема и с другими причинами, из которых не последнее место занимает то обстоятельство, что само озеро и запиравший его Шишхидский ледник находились в Монголии, а долина Ка-Хема—Кызыл-Хема, служившая каналом периодических сбросов озерных вод, — на территории Тувинской АССР.

Дархатская котловина — узкая межгорная впадина южной части нагорья, которая с трех сторон — запада, севера и востока — ограничена хребтами с высотами около 3000 м, а на юге отделена от бассейна Мурэна водораздельной грядой с минимальными отметками около 2000 м. Днище котловины лежит в среднем на уровне 1570 м, а урез воды в р. Кызыл-Хем (которая на территории МНР носит название Шишхид-Гол) у выхода из котловины имеет отметку 1543 м.

По данным А.И.Спиркина (1970), в котловине отмечаются четкие следы обширного древнего водоема, которые представлены системами абразионных береговых линий, озерными осадками и группой реликтовых озер. Озерные береговые линии выработаны в нижних частях склонов котловины; они образуют лестницы четко выраженных горизонтальных ступеней-террас, число которых достигает 25, а самая верхняя находится на абсолютной высоте 1720 м (рис. 42). Каждая терраса состоит из площадки шириной от 30 до 60 м, наклоненной к центру котловины под углом 5–10°, и клифа высотой 3–4 м, имеющего уклон 10–30°. Озерные отложения на этих террасах встречаются редко, но в местах выходов они представлены типичными параллельнослоистыми супесями и мелкозернистыми песками, реже — гравием; такие осадки наблюдались и на самой высокой береговой линии. Дно котловины образовано двумя террасами — нижней, лежащей на абсолютной высоте 1550 м и сложенной тонкими супесями с ленточной слоистостью, и более высокой, расположенной на уровне 1560–1600 м и состоящей из песков.

Доказательства ледниково-подпрудной природы Дархатского озера А.И.Спиркин (1970) видит в том, что 100-километровый участок долины Шишхид-Гола, который находится непосредственно ниже котловины, загроможден скоплениями морены, мощность которых местами достигает 200 м. При этом сохранность всех ледниковых форм здесь настолько хорошая, что не остается сомнений в позднеплейстоценовом возрасте оставив-

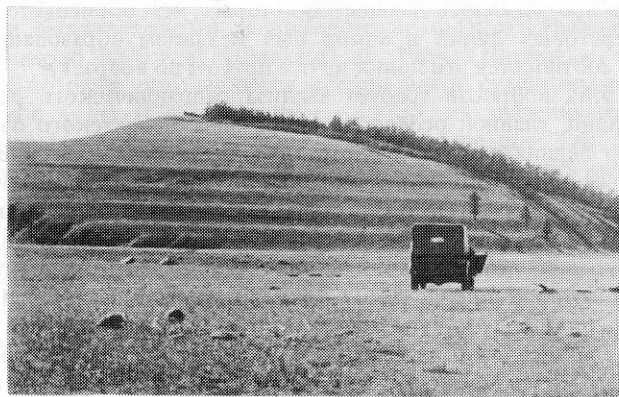


Рис. 42. Древнеозерные береговые линии на склонах Дархатской котловины (Северная Монголия). Фото А.И. Спиркина

шего их оледенения. Этот вывод подтверждается и нашей картой последнего оледенения нагорья, на которой можно видеть Шишихидский ледник, который принимал лед с юга и севера по трогам Бусин-Гола и десятка других меридиональных долин и двигался одним своим концом на запад, а другим — на восток, в сторону котловины (см. рис. 38).

Озерная аккумуляция на днище котловины продолжалась, вероятно, с перерывами на протяжении всего четвертичного периода и позднего плиоцена, на что указывают состав и строение выстилающих это днище осадков и включенные в них растительные остатки. Зато все озерные формы, приуроченные к склонам котловины, А.И.Спиркин уверенно относит к эпохе последнего оледенения. При этом он ссылается на морфологическую свежесть озерных береговых линий, их незатронутость неотектоническими нарушениями, а также на находки в отложениях, участвующих в строении озерных террас, костей и зубов позднелайстоценовых грызунов. К тому же, по его данным, указанные отложения содержат очень мало растительных остатков и, как это наблюдалось в нескольких местах, фациально замещают флювиогляциальные галечники, связанные с последним оледенением окружающих гор. А.И.Спиркин также указывает, что озерные террасы котловины в ряде случаев выработаны в толщах межледниковых базальтов и в позднелайстоценовых моренах.

Максимальная площадь Дархатского озера, восстановленная для последней ледниковой эпохи, составляла около 2600 км², а объем его воды, вероятно, превышал 250 км³, т.е. был примерно равен среднему годовому стоку Волги. В то же время площадь водосборного бассейна озера достигала 10 тыс. км², что меньше современного бассейна Волги в 140 раз. Приведенное соотношение, а также сравнение наличных данных об осадках и испарении в обоих бассейнах позволяют сделать вывод, что время заполнения озерной ванны до отметки 1720 м составляло не более 100–130 лет и, таким образом, было во много десятков раз короче последней ледниковой эпохи. Отсюда неизбежно возникает несколько вопросов. Во-первых, почему повышение уровня Дархатского озера прекращалось на отметке

1720 м и не продолжалось дальше? Во-вторых, чем объясняется множественность береговых линий и каков был механизм образования каждой из них? Как соотносятся эти линии друг с другом по возрасту?

Решение этих вопросов требует анализа гидравлического режима бассейна. Очевидно, главной особенностью режима Дархатского озера, как и вообще озер ледниково-подпрудного типа, были периодические прорывы его воды через ледяную плотину, которые должны были приводить к быстрым осушениям озерной ванны и внезапным паводкам в лежащих ниже долинах. Такие прорывы, или йокульлаупы, обычно происходят после того, как уровни подпрудных озер достигают некоторой критической высоты, при которой в ледяных плотинах начинаются подвижки. В результате этого озерная вода получает доступ во внутриледниковые и подледниковые полости, через которые она сначала просачивается, а затем, по мере их расширения и превращения в туннели, сбрасывается с большой скоростью.

Судя по наблюдениям в районах современного оледенения, прорывы ледниково-подпрудных озер долинного типа происходят ежегодно и лишь в исключительных случаях — раз в несколько лет. Прорывы же котловинных озер, заполнение которых требует больше времени, обычно случаются реже. Общая закономерность, проявляющаяся в периодичности йокульлаупов, состоит в том, что при усилении оледенения они становятся сравнительно редкими и мощными, а при его убывании — более частыми и слабыми. В современную эпоху, для которой характерно общее сокращение оледенения, частота йокульлаупов увеличивается. В Исландии, например, промежутки между прорывами ледниково-подпрудного озера Гримсвотн за последнее время сократились с 10 до 5 лет, прорывы другого озера того же типа — Греналоун, еще недавно повторявшиеся каждые четыре года, теперь случаются в два раза чаще. А даты прорывов более мелких озер, осушающихся ежегодно, при ослаблении ледяных плотин сдвигаются на все более ранние сроки: с сентября на август, с августа на июль и т.д. (Embleton, King, 1968; Nye, 1976).

Все йокульлаупы протекают очень быстро, их продолжительность редко превышает 10–15 дней. А на периоды с максимальными расходами прорывных потоков приходится менее 10% этого времени. Зато значения расходов в короткие интервалы кульминаций становятся весьма внушительными. Так, при прорывах ледниково-подпрудного оз. Мерцбахера на Тянь-Шане (объем $0,20 \text{ км}^3$) максимальный расход достигает $1000 \text{ м}^3/\text{с}$, при спусках оз. Тулсеква в Британской Колумбии ($0,23 \text{ км}^3$) такой расход составляет $1570 \text{ м}^3/\text{с}$, при прорывах оз. Греналоун в Исландии ($1,5 \text{ км}^3$) он доходит до 5 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$, а при спусках оз. Лейк-Джордж на Аляске ($1,7 \text{ км}^3$) даже превышает 10 тыс. $\text{м}^3/\text{с}$. Скорости воды в потоках при этом возрастают до 10 м/с и более.

Объемы плейстоценовых ледниково-подпрудных озер нередко измерялись многими десятками, сотнями и даже тысячами кубических километров. Например, объем озер, подпруживавшихся Башкаусским ледником в долинах рек Кубадру и Большой Улаган на Алтае, достигал 20 км^3 (Бутвиловский, 1982); объем описанного выше Дархатского озера превышал 250 км^3 ; водные запасы озер, реконструированных в Чуйской и Курайской котловинах Алтая, составляли не менее 1000 км^3 (Рудой, 1984),

а объем плейстоценового оз. Миссула, которое подпруживалось одной из лопастей Кордильерского ледникового комплекса Северной Америки, был равен около 2200 км^3 (Clarke et al., 1984). Поскольку же расходы прорывных потоков определяются прежде всего суммарными объемами сбрасываемой воды (Clague, Mathews, 1973), их значения при крупных плейстоценовых йокульлаупах были поистине огромны. Так, специальные расчеты, учитывающие расширение ледяного туннеля, через который осуществлялся прорыв подпружного бассейна, показали, что максимальные расходы потока, возникавшего при спусках оз. Миссула, находились в пределах от 2,7 до $13,7 \text{ млн. м}^3/\text{с}$ (Clarke et al., 1984). По расчетам других исследователей, в частности В.Бейкера, использовавшего данные о высоте паводков, уклонах водной поверхности, крупности валунного материала и морфометрии русловых форм, значения этих расходов доходили до $21 \text{ млн. м}^3/\text{с}$, т.е. в 100 раз превосходили максимальный расход Амазонки у ее устья, а скорости воды в этом колоссальном потоке достигали 20 м/с (Baker, 1973).

Большой интерес представляют расчеты гидравлических характеристик древних прорывных потоков Алтая. По данным В.В.Бутвиловского (1982), в долине Башкауса, где глубина потока возрастала до $85\text{--}106 \text{ м}$, его максимальные расходы имели значения до $880 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$, а скорости варьировали от 9 до 30 м/с . По расчетам того же автора, поток, возникавший при прорывах Чуйско-Курайской системы озер, на горном участке Катунь приобретал глубину 150 м , его наибольшие расходы превышали $1 \text{ млн. м}^3/\text{с}$, а скорости — 20 м/с . А для района Платово, расположенного у выхода Катунь на предгорную равнину, А.Н.Рудой (1984), выполнивший расчет по методу В.Бейкера, указывает максимальный расход потока $560\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ и скорость воды 14 м/с .

Очевидно, такие расходы, а главное, скорости прорывных потоков обуславливали их способность производить огромную эрозионную и транспортирующую работу. Это следует как из известных эмпирических формул, согласно которым твердый сток, а следовательно, и интенсивность эрозии пропорциональны квадрату расходов русловых потоков и третьей степени их скорости, так и из фактических данных по геоморфологии долинных систем, испытавших воздействие йокульлаупов.

В качестве примера такой геоморфологии чаще всего используется рельеф "изрезанных земель", или "чаннелд скаблендс", северо-запада США, сформированный в ходе катастрофических прорывов оз. Миссула. Судя по десяткам публикаций, в том числе наиболее новым, принадлежащим В.Бейкеру, Дж.Кларку и другим (Baker, 1973; Clarke et al., 1984; Baker, Bunker, 1985), прорывные потоки, связанные с этим озером, создали в бассейне р. Колумбии систему гигантских ущелий-ку́ли, глубоко расчленяющих одно из крупнейших в мире базальтовых плато. Для этих ущелий характерны крутые склоны, ступенчатые продольные профили, локальные нагромождения огромных глыб и большие эвразийские "котлы", высверленные водопадами в скальных породах днищ. На их участках, расположенных ниже сужений и порогов, известны площади аккумуляции валунно-галечного материала со специфичным рельефом "гигантских знаков ряби" — асимметричных гряд, ориентированных поперек долин и похожих на песчаную рябь речных перекатов, но имеющих совсем другие

масштабы: амплитуды "волн" достигают в них 7–10 м, их длина — 70–100 м. Судя по имеющимся обзорам, этот вид флювиального рельефа — валунно-галечные гряды сверхкрупных размеров — во всех известных случаях ассоциируется с долинами, по которым прорывались ледниково-подпрудные озера. По-видимому, единственное исключение из этого правила — некоторые реки Восточной Сибири, которые и сейчас образуют такую "рябь" при своих весенних прорывах через мощные ледовые заторы (устное сообщение В.Н.Орлянкина).

На территории СССР "гигантские знаки ряби" были впервые отмечены на Алтае. Г.Я.Барышников (1979) обнаружил их в долине Бии, В.В.Бутвиловский (1982, 1985), П.А.Окишев (1982) и А.Н.Рудой (1984) — в долинах Башкауса, Чулышмана, Чуи, Катунь и на днище Курайской котловины, иначе говоря, на путях возможных сбросов воды из алтайских ледниковых озер. Именно присутствие этих форм послужило первым указанием на вероятность крупных йокульлаупов в плейстоцене Алтая. В дальнейшем здесь были найдены и другие доказательства озерных прорывов — водобойные ванны, спиллвеи на перевалах, занесенные в долины притоков глыбы, косы-осередки и др.

Выявление следов Дархатского ледниково-подпрудного озера стимулировало поиск таких же форм и в пределах Саяно-Тувинского нагорья, который быстро увенчался успехом. В частности, анализ имеющихся геоморфологических данных привел к заключению, что долина Кызыл-Хема, служащая выходом из Дархатской котловины, имеет форму настоящего ущелья-кули: она представляет собой молодой каньон, который на 150–170 м врезан в базальтовые лавы межледникового возраста (Гросвальд, 1965). А дешифрирование крупномасштабных аэрофотоснимков, проведенное Б.А.Борисовым и Е.А.Мининой (1982), показало, что в долине Ка-Хема — Улуг-Хема (Верхнего Енисея), расположенной на прямом продолжении Кызыл-Хема, сохраняются крупные фрагменты плейстоценовых валунно-галечных террас с гигантскими знаками ряби.

Один из типичных участков развития таких форм представлен на рис. 43. Судя по этому рисунку и описанию Б.А.Борисова и Е.А.Мининой, гряды и разделяющие их ложбины имеют здесь изогнутую или извилистую в плане форму, их профили асимметричны, причем выпуклые склоны гряд обращены вниз по течению реки; их крутизна достигает 20° , а крутизна противоположных склонов чаще всего не превышает $3-5^\circ$. Длина гряд варьирует от 100 до 3000 м при ширине от 3–5 до 100 м и относительной высоте от 0,5 до 10 м. Межгрядовые ложбины нередко разделены перемычками, так что грядовый рельеф местами переходит в сетчато-ячеистый типа рыбьей чешуи или в волнисто-грядовый, причем у выступов коренных пород гряды круто изгибаются, как бы обтекая препятствия.

В районе Кызыла–Шагонара терраса с "гигантскими знаками ряби" имеет высоту 20–30 м; она обычно коррелируется с моренами последнего оледенения. Эта терраса сложена валунно-галечным материалом, в составе которого большую роль играют базальты; в ее разрезе можно видеть базальтовые и гранитные глыбы с поперечником до 1,5 м. Текстуры террасовых отложений чисто флювиальные, с косыми слоями, падающими согласно с дистальными (крутыми) склонами гряд (устное сообщение А.Ф.Ямских).

ния, при наивысших уровнях озер этого этапа, каждое из которых ождаясь заново после очередного спуска, подпруживалось более ютиной, чем предшествовавшее. Если это так, то формирование их лестниц котловины должно было растянуться на два-три тысячелетнего времени.

4. Оледенение Саяно-Тувинского нагорья отличалось высокой остью. Оно было представлено Саяно-Тувинским горно-покров-плексом и рядом более мелких ледниковых образований; их я площадь составляла 95–100 тыс. км², а объем льда – примерно м³. Это значит, что древнее оледенение нагорья, расположенного вразии, по своим масштабам стояло в одном ряду с оледенением янь-Шаня и Алтая.

плейстоценовая депрессия границы питания составляла здесь м, а интенсивность атмосферного питания древних ледников.

Рис. 43. "Гигантские знаки ряби" на 30-метровой террасе правого берега р. Ка-Хем выше г. Кызыл. Фото П.А. Окишева

Приведенные данные позволяют уверенно заключить, что кызылхемский каньон и енисейская терраса с "гигантскими знаками ряби" сформированы прорывными потоками, связанными с Дархатским ледниково-подпрудным озером. Дальнейшие исследования, несомненно, дадут материалы для восстановления всех гидравлических характеристик этих потоков; пока же мы можем лишь оценить их максимальные расходы по суммарным объемам прорывавшихся вод. Допустив, что осушения озера были полными, и используя эмпирическую формулу Дж.Клейга и У.Мэтьюза (Clague, Mathews, 1973), учитывающую данные по шести ледниково-подпрудным озерам,

$$Q_{\max} = 75 V_{\max}^{0,67},$$

мы и получили искомые расходы, которые оказались лежащими в пределах 300–400 тыс. м³/с, т.е. примерно вдвое большими, чем паводковые расходы Амазонки. Указанное выше время заполнения озера свидетельствует, что эти осушения повторялись каждые 100–130 лет, а при убывании оледенения – значительно чаще. И если оз. Миссула, которое заполнялось за 110 лет, только в период от 16 до 12 тыс. лет назад прорывалось до 40 раз (Baker, Bunker, 1985), то и число дархатских прорывов было никак не меньшим.

Перепад высот между Дархатским озером и дном Тувинской котловины был равен 1100 м, что при расстоянии в 360 км дает средний уклон русла Кызыл-Хема–Ка-Хема в 3 : 1000 (рис. 44). Это обстоятельство вместе с огромными расходами потоков позволяет предположить, что скорости воды в последних достигали здесь 15–20 м/с.

Указанный рисунок дает возможность попутно решить и чисто гляциологическую задачу, а именно определить максимальную толщину Шишхидского ледника. В самом деле, если принять теорию, согласно которой прорывы ледниково-подпрудных озер начинаются в результате всплывания ледяных плотин, то в соответствии с моделью Дж.Най (Nye, 1976) предельная толщина названного ледника, определявшая максимальный уровень

масштабы: амплитуды "волн" достигают в них 7–10 м, их дли-
 100 м. Судя по имеющимся обзорам, этот вид флювиального
 валунно-галечные гряды сверхкрупных размеров — во всех изве-
 чаях ассоциируется с долинами, по которым прорывались лед-
 подпрудные озера. По-видимому, единственное исключение из эти-
 ла — некоторые реки Восточной Сибири, которые и сейчас образу-
 "рябь" при своих весенних прорывах через мощные ледовые зат-
 ное сообщение В.Н.Орлянкина).

На территории СССР "гигантские знаки ряби" были впервые
 на Алтае. Г.Я.Барышников (1979) обнаружил их в долине Бии, Е-
 ловский (1982, 1985), П.А.Окишев (1982) и А.Н.Рудой (1984) ну, долину
 нах Башкауса, Чулышмана, Чуи, Катунь и на днище Курайской к-
 иначе говоря, на путях возможных сбросов воды из алтайских ле-
 озер. Именно присутствие этих форм послужило первым указанием
 из уравнения

$$h' = h + \frac{h}{\rho_i / (\rho_w - \rho_i)}$$

где h — превышение уровня озера над руслом Шишихид-Гола в месте наи-
 бойшей высоты поверхности ледника, а ρ_i и ρ_w — плотность льда и воды.

С помощью L на профиле показан уровень озера на некотором проме-
 жуточном этапе его заполнения. Глубина бассейна с уровнем L , в котором
 весь ледник мог бы плавать, подобно айсбергу в гидростатическом равно-
 весии с водой, представлена прерывистой кривой B . Она получена
 как зеркальное отражение поверхности ледника в L , умноженное на
 $\rho_i / (\rho_w - \rho_i)$, т.е. примерно в 10 раз. Поскольку же глубина долины значи-
 тельно меньше глубины такого бассейна, между точками M и N сохраня-
 лись условия налегания льда на ложе и, следовательно, плотного запираения
 озера. Зато при достижении критического уровня L' , которому соответ-
 ствует кривая B' (поднимающаяся в 11 раз быстрее), отрезок MN реду-
 цируется почти до точки, а на остальных участках ложа, гидростатически
 сообщающихся с озером, давление воды оказывается более чем достаточ-
 ным для перехода льда на плаву. В результате начинается просачивание
 воды через ледник, которое в силу своей неустойчивости сравнительно
 быстро переходит в катастрофический прорыв.

Расчет показал, что толщина Шишихидского ледника достигала 430 м.
 В полученное решением последнего уравнения значение (405 м) мы ввели
 поправку (+ 25 м), поскольку, согласно данным наблюдений, прорывы
 озер начинаются при уровнях, которые на 20 м ниже расчетных. Дж.Най
 объясняет это тем, что давление, оказываемое на отдельные участки ложа
 целым ледником, всегда несколько ниже такого же давления свободной
 колонны льда.

В заключение коротко скажем о способе образования лестниц озерных
 террас Дархатской котловины. Дархатское озеро принадлежит к леднико-
 во-подпрудному типу, и его осушения носили катастрофический характер.
 Поэтому рассматриваемые террасы нельзя связывать с постепенным сниже-
 нием водной поверхности, подобным падению уровней "нормальных" озер.
 По-видимому, лишь одна, самая высокая из них, была выработана в эпоху
 максимума последнего оледенения, а все остальные образовались в ходе

его убывания, при наивысших уровнях озер этого этапа, каждое из которых, возрождаясь заново после очередного спуска, подпироживалось более низкой плотной, чем предшествовавшее. Если это так, то формирование террасовых лестниц котловины должно было растянуться на два-три тысячелетия позднеледникового времени.

Выводы. Оледенение Саяно-Тувинского нагорья отличалось высокой интенсивностью. Оно было представлено Саяно-Тувинским горно-покровным комплексом и рядом более мелких ледниковых образований; их суммарная площадь составляла 95–100 тыс. км², а объем льда – примерно 45 тыс. км³. Это значит, что древнее оледенение нагорья, расположенного в центре Евразии, по своим масштабам стояло в одном ряду с оледенением Памира, Тянь-Шаня и Алтая.

Позднеплейстоценовая депрессия границы питания составляла здесь 800–900 м, а интенсивность атмосферного питания древних ледников, определенная по методу А.Н.Кренке, оказалась близкой к значениям аккумуляции на современных горно-покровных комплексах Арктики, существующих в условиях океанического климата.

Судя по картам изохион и изолиний равной аккумуляции на уровнях границы питания, атмосферные осадки в Туве и Саянах были связаны с влагонесущими ветрами западного и северо-западного направлений – с атлантическим воздушным течением, которое в эпоху оледенения усиливалось. В конкретном распределении осадков огромную роль играл орографический фактор.

Большое палеогеографическое значение имело Дархатское ледниково-подпрудное озеро, периодически формировавшееся в одноименной котловине, которая подпироживалась Шишхидским ледником. Максимальный объем озера составлял 250 км³, а при его прорывах, повторявшихся примерно каждые 100 лет, расходы воды в долине Кызыл-Хема–Ка-Хема достигали 300–400 тыс. м³/с. Следы этих прорывов представлены Кызыл-хемским каньоном и "гигантскими знаками ряби" плейстоценовых террас Ка-Хема и Верхнего Енисея (Улуг-Хема).

Глава 8

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ГОР ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СССР: РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ПИТАНИЯ

Вопросы, связанные с древним оледенением территории восточной части СССР – Восточной Сибири и Северо-Востока Азии, – относятся к одним из самых сложных и противоречивых в палеогляциологии северного полушария. Попытки их решения пока не дали положительных результатов. Во взглядах на прошлое оледенение региона сохраняются глубокие расхождения, которые касаются как размеров и типов ледников, так и хронологии ледниковых событий.

Противоречия в оценках интенсивности древнего оледенения Сибири и Северо-Востока Азии возникли давно, их причины и суть неоднократно анализировались К.К.Марковым и др. (1965), В.Н.Саксом (1963) и дру-

гими исследователями. Известно, что у истоков этих противоречий стояли выдающиеся русские ученые П.А.Кропоткин, А.И.Воейков и И.Д.Черский. П.А.Кропоткин, один из основоположников ледниковой теории, еще в 70-х годах XIX в. выдвинул идею о сплошном четвертичном оледенении Северной Азии, которое он объяснял усилением снегопадов в эпоху бореальной трансгрессии. Другие считали такое оледенение невозможным в силу континентальности сибирского климата. В частности, А.И.Воейков неоднократно писал, что количество осадков, выпадавших в Сибири в течение года, не могло обеспечить зарождения и развития обширных ледниковых покровов. Этой же точки зрения придерживался и И.Д.Черский, использовавший, помимо палеоклиматических, и геологические доводы. Он указывал на слабое развитие следов оледенения в изученных им районах и на возможность формирования некоторых образований, причисляемых к таким следам, неледниковыми процессами. Однако, возражая против покровного оледенения Восточной Сибири, А.И. Воейков и И.Д. Черский считали вполне возможным существование в ее горах небольших долинных ледников.

Продолжателем идей П.А.Кропоткина стал В.А.Обручев, который в 1931 и 1938 гг. опубликовал капитальные сводки по четвертичному периоду Северной Азии. При этом он использовал многочисленные собственные наблюдения в различных районах Сибири, а также суммировал данные других исследователей. На карте древнего оледенения, опубликованной В.А.Обручевым (1931), показаны ледниковые покровы, охватывающие почти всю площадь Восточной Сибири к северу от 60° с.ш., а также горнопокровные комплексы в ее южных и восточных районах. К внеледниковой области были отнесены лишь Алдано-Вилуйская впадина и участки суши, вытянутые вдоль Лены, Анадыря и Пенжины. Исправленный вариант этой карты, учитывающий результаты геологических исследований, проведенных в низовьях Яны, Индигирки и Колымы, на Омолонском и Алазейском плоскогорьях, В.А.Обручев (1938) включил во второе издание "Геологии Сибири". Площади внеледниковой области на ней были заметно увеличены, а ледниковые покровы показаны только на Среднесибирском плоскогорье с Таймыром, на Новосибирских островах с соседней полосой побережья континента и во всех горных районах Восточной Сибири, а также на Чукотском полуострове, Корякском нагорье и Камчатке.

Геологические исследования последующих лет подтвердили правильность представлений В.А.Обручева. В этом можно убедиться, анализируя геологические и геоморфологические карты, изданные ВСЕГЕИ, или Карту четвертичных отложений СССР, включенную в "Физико-географический атлас мира" (ГУГК, 1964). Обширные площади оледенения в горах Восточной Сибири и Северо-Востока Азии можно видеть на картах и схемах, опубликованных Д.М.Колосовым (1947), А.П.Васьковским (1959), Д.Д.Базаровым и др. (1981), В.Н.Олениным (1965б), О.А.Брайцевой и др. (1968), Р.О.Галабалой (1982), В.В.Колпаковым (1984), В.Г.Беспальым (Bespalyu, 1984) и рядом других геологов. Некоторые из них опирались в своих реконструкциях на анализ материалов фотосъемок с самолета и из космоса.

Наряду с такими работами продолжают появляться публикации, отражающие тенденцию к максимальному ограничению площадей четвертичного оледенения Восточной Сибири и Северо-Востока Азии, т.е. согласующиеся

с концепцией А.И.Воейкова и И.Д.Черского. Эта тенденция наиболее отчетливо проявилась в работах К.К.Маркова, который, полемизируя с В.А.Обручевым и А.П.Васьковским, называл их реконструкции древнего оледенения преувеличенными, чрезмерными, противоречащими данным о плейстоценовом палеоклимате Азиатского Севера. В 1965 г., обобщив данные О.В.Кашменской, Ю.П.Барановой и некоторых других геологов, К.К.Марков пришел к заключению, что спор о размере и типе древнего оледенения, продолжавшийся несколько десятилетий, решен окончательно в пользу И.Д.Черского и А.И.Воейкова: Восточная Сибирь была страной только горных и предгорных ледников (Марков и др., 1965). Именно таким, ограниченным по площади и преимущественно горно-долинным и предгорным, показано последнее оледенение Северо-Востока Азии в известной монографии Ю.П.Барановой и С.Ф.Бискэ (1964). Малоинтенсивным, главным образом каровым и горно-долинным, представлено оно и в новых работах, входящих в сборник "Плейстоценовые оледенения востока Азии" (1984). Еще более "урезаны" размеры позднеплейстоценовых ледников Восточной Сибири на палеогеографических картах А.А.Величко (1985).

Технология такого урезания проста. Она, как правило, всюду сводится к использованию одного и того же набора способов.

Во-первых, ледниковые отложения и формы рельефа причисляются к неледниковым, а потому выбрасываются из числа признаков оледенения. Крупнейшие формы ледниково-эрозионного рельефа рассматриваются как проявления "коренной" тектоники. Тектоническими же процессами объясняются и все гляциодислокации. Образование моренных холмов и гряд связывается с действием склоновых и мерзлотных процессов. Ледниково-озерные и флювиогляциальные отложения трактуются как осадки морских трансгрессий. Всем пластовым залежам подземного льда приписывается инъекционный, сегрегационный, наледный и какой угодно иной генезис, но не остаточный ледниковый.

Во-вторых, очевидные следы оледенения получают минималистскую интерпретацию. Горные районы, имеющие ясно выраженный альпийский рельеф и абсолютные высоты, которые превышают уровень плейстоценовой границы питания, изображаются как площади горно-долинного или даже карового оледенения. Так, на карте, включенной в работу О.Ю.Глушковой (1982), все оледенение Чукотского полуострова показано каровым, а оледенение других нагорий Северо-Востока Азии — почти сплошь каровым и горно-долинным. В то же время широко известно, что побережье Чукотки глубоко изрезано фьордами, а прилежащий шельф вплоть до о-ва Св. Лаврентия покрыт мореной. Известно также, что для современных оледенелых нагорий, сопоставимых с Верхоянским, Колымским или Сунтар-Хаятинским, характерно сетчатое, или горно-покровное, оледенение, которое охватывает не только горные долины, но и почти всю площадь междуречий.

В-третьих, целому ряду вполне четких, но встреченных на малых высотах ледниковых форм без достаточных оснований приписывают относительно древний — ранне- и среднеплейстоценовый — возраст, а к последнему оледенению относят лишь гляциальные образования, расположенные в непосредственной близости от современных ледников. В результате создается впечатление как малой интенсивности последнего оледенения, так и чрезвычайно большой разницы в масштабах последнего и более древних оледене-

ний, в значениях соответствующих депрессий границы питания. Так, по Б.С.Русанову и др. (1967), видимая разница в высотах границы питания последнего и предпоследнего оледенений Восточной Якутии составляет 400–500 м, а фактическая, т.е. учитывающая тектоническое поднятие гор, — 500–650 м, что плохо согласуется с имеющимися данными о глобальном климате плейстоцена.

Тенденция к "задревнению" следов последнего оледенения справедливо критикуется В.В.Заморуевым (1982). Он указывает, что обширный материал полевых исследований, включающий и результаты радиоуглеродного датирования ледниковых отложений, подтверждает первоначальную концепцию В.Н.Сакса, согласно которой ледники заключительной фазы позднечетвертичного оледенения Северо-Востока Азии достигали очень большого развития, местами превосходя по размерам ледники предшествовавших ледниковых эпох. В частности, судя по новейшим данным геологической съемки, ледниковые комплексы хребтов Верхоянского и Черского достигали наибольших размеров не в среднем плейстоцене, как это часто предполагают, а в позднем, причем в обе его стадии — зырянскую и сартанскую — площади этих комплексов были одинаковыми (Колпаков, 1984).

Минималистские выводы вытекают и из известной гипотезы метахронности оледенений Восточной Сибири и Европы. Эта гипотеза исходит из допущения, что в условиях сибирского климата рост ледников способствовало не похолодание, как в Европе и Северной Америке, а смягчение климатических условий. Неизбежным следствием ее принятия оказывается вывод о том, что в эпохи глобальных похолоданий плейстоцена оледенения в Восточной Сибири и на Северо-Востоке Азии полностью или почти полностью отсутствовали.

КАРТА ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СССР

В 1983–1984 гг. в ходе работ над Атласом снежно-ледовых ресурсов мира нами была составлена карта последнего оледенения гор Северо-Востока Азии, уменьшенный вариант которой представлен на рис. 45 (вкл.). При составлении карты были использованы практически все опубликованные материалы, тем не менее на ней оставались белые пятна, поскольку по некоторым районам необходимая информация отсутствовала, а по большинству других она оказалась крайне противоречивой. По этой причине нам пришлось полагаться главным образом на собственные материалы, а именно на данные площадного дешифрирования аэрокосмических снимков и результаты геоморфологических исследований, выполненных В.Н.Орлянкиным (ПГО "Аэрогеология"). Этот исследователь изучал и картировал следы оледенения в Забайкалье и на Чукотском полуострове, на хребтах Черского, Сунтар-Хаята, Тас-Кыстабыт, Становом, Колымском и Ям-Алинь, сочетая наземные и аэровизуальные маршруты с палеогляциологической интерпретацией материалов аэросъемки. Представление об оледенении остальных районов региона, в частности Корякского нагорья и Камчатки, было составлено по отчетам геолого-съемочных партий Министерства геологии и некоторым публикациям (Олюнин, 1965б; Брайцева и др., 1968), а также по данным дешифрирования аэрокосмических снимков.

При реконструкции древнеледниковых комплексов Восточной Сибири и Северо-Востока Азии нами использовались те же дешифровочные признаки, что и при восстановлении оледенения Саяно-Тувинского нагорья. Как и в пределах указанного нагорья, в горах восточной части СССР сетчатые ледниковые системы реконструированы на месте сплошного развития "альпийских" форм рельефа, по сложным сетям ледниковых долин, образованным в результате соединения магистральных трогов многочисленными трогами-перемычками. Горно-покровные ледники, или ледниковые купола, были восстановлены на плоскогорьях, расположенных в центральных частях крупных горных систем, где в силу особенностей рельефа и значительной удаленности от краев ледниковых комплексов наиболее вероятно распространение льда на водоразделы. Наконец, отдельные горно-долинные и каровые ледники, как обычно, реконструировались по обособленным троговым долинам с замыкающими конечными моренами и по горным циркам и их группам.

Что касается мощности льда древнеледниковых комплексов, существовавших в горах восточной части СССР, то конкретных геоморфологических данных о ее значениях крайне мало. Наши оценки этой мощности могут рассматриваться лишь как предварительные. Принимая во внимание большие площади рассматриваемых горно-ледниковых систем, а также расчеты и соображения Дж.Холлина и Д.Шиллинга, упоминавшиеся в главе 7, мы допускаем, что средняя мощность льда, покрывавшего Верхоянский хребет и Корьякское нагорье, достигала 450 м, а на Чукотском полуострове и хр. Сунтар-Хаята она составляла не менее 400 м. Остальные комплексы, вероятно, имели мощности льда от 200 до 300 м.

Для определения площадей ледниковых комплексов было проведено измерение по картам масштаба 1 : 2 500 000 с помощью палеток (М.Ю. Гнедовская и О.Н. Соломина, Институт географии АН СССР). Результаты этой работы, а также сделанных на ее основе расчетов объема льда приведены в табл. 13, из которой следует, что крупнейшие комплексы — Верхоянский, Чукотский, Западно-Охотский и Восточно-Охотский — имели площади примерно по 200 тыс. км². Это значит, что каждый из них почти вдвое превосходил современный крупнейший горно-покровный комплекс Аляски. Суммарная площадь больших и средних древнеледниковых комплексов рассматриваемого региона составляла 1385 тыс. км², а все последнее оледенение его гор, включая мелкие комплексы и обособленные ледники, площади которых не измерялись, вероятно, достигало 1,5 млн. км². Таким образом, минимальный объем льда крупных и средних горно-покровных комплексов, определенный с учетом приведенных выше допущений, был равен 0,5 млн. км³, т.е. эквивалентен слою воды Мирового океана толщиной около 1,2 м. Следовательно, древнее оледенение гор восточной части СССР отнюдь не было слабо развитым или малоинтенсивным; его размеры заставляют предполагать, что ледники этих гор получали сравнительно интенсивное снежное питание.

Оледенение восточной части СССР сопровождалось перестройками речной сети и формированием большого числа ледниково-подпрудных озер. Следы этих явлений в изобилии встречаются в горах и предгорьях региона. Однако, судя по имеющимся данным, самые крупные плейстоценовые озера здесь приурочены не к горам, а к долинам рек, впадающих

Таблица 13

Крупнейшие позднплейстоценовые ледниковые комплексы гор восточной части СССР
(горно-покровные ледниковые системы и их группы)

№ п/п	Ледниковый комплекс	Общая площадь, тыс. км ²	Средняя толщина, км	Объем, тыс. км ³
1	Северо-Забайкальский	160	0,30	50
2	Верхоянский	215	0,45	97
3	Западно-Черский	56	0,30	17
4	Восточно-Черский (Улахан-Чистайский)	22	0,25	5
5	Западно-Охотский (Сунтар-Хаятинский)	200	0,40	80
6	Восточно-Охотский (Колымский)	190	0,30	60
7	Чукотский	200	0,40	80
8	Корякский	140	0,45	60
9	Камчатский	160	0,30	50
10	Илирийский	11	0,25	3
11	Олоторский	7	0,20	1
12	Тайгоносский	7	0,20	1
13	Хребтов Джугджур и Токинский Становик	10	0,20	2
14	Ям-Алинский	7	0,20	1
	Итого	1385		507

в моря Северного Ледовитого океана. Следы таких озер являются толщи рыхлых отложений, накопившиеся в долинах Лены и других рек Якутии (Колпаков, Шофман, 1976; Колпаков, 1984). Обычные мощности этих отложений составляют 30–50 м, увеличиваясь в ряде случаев до 100–120 м. В их разрезах главную роль играют относительно тонкие по гранулометрическому составу осадки — мелкозернистые пески и супеси, имеющие параллельно слоистые, т.е. типично бассейновые, текстуры. Для их разрезов характерны горизонты погребенных почв, линзы торфа, следы криотурбаций и другие признаки перерывов осадконакопления. Спорово-пыльцевые спектры из этих отложений, в которых преобладают травы (до 80%), а древесные породы представлены лишь карликовой березкой и ольховником, указывают на крайне холодные климатические условия времени их образования.

Рассматриваемые толщи песков и супесей погребают террасовые комплексы досреднплейстоценового возраста, а в некоторых случаях целиком заполняют долины, образуя широкие аккумулятивные поверхности, которые на 30–80 м, а иногда и более чем на 100 м возвышаются над уровнями современных рек. Специальные исследования В.В. Колпакова показали, что эти толщи залегают трансгрессивно на неровных, не подготовленных эрозией поверхностях, в связи с чем их иногда называют субаквальным "наложенным комплексом". Об озерном генезисе осадков данного комплекса свидетельствует и плановая форма образуемых ими полей: их границы извилистые, вдающиеся в долины притоков.

Озерные пески и супеси занимают очень большие площади.

Судя по данным геологической съемки, они накапливались вне связи с флювиогляциальными конусами и шлейфами, обрамлявшими ледниковые комплексы гор, и не только в долинах, но и во впадинах, куда талые ледниковые воды вообще не поступали. Это обстоятельство наводит на мысль, что озерные бассейны, в которых образовались осадки "наложенного комплекса", подпруживались не горными ледниками, а некоторой протяженной плотиной, возникавшей на северной окраине Восточной Сибири.

Решение вопроса о природе указанной плотины во многом зависит от определений возраста озерных отложений. В.В. Колпаков, считающий их межледниковыми (ширтинско-казанцевскими), вынужден связывать соответствующие бассейны с подпором сибирских рек межледниковой трансгрессией Северного Ледовитого океана, для которой он допускает высоту 170–180 м. Другие геологи видят причину возникновения древних озер Восточной Сибири в неотектонических поднятиях гор севера Евразии. Наконец, есть и исследователи, которые считают, что озерные пески и супеси севера Восточной Сибири накопились в ледниково-подпрудных бассейнах, возникших в результате вторжения льда горно-покровных комплексов в долины соседних с ними рек. Однако накопившиеся к настоящему времени данные о следах покровного оледенения севера Восточной Сибири заставляют отдать предпочтение другой гипотезе, согласно которой низовья ее северных рек подпруживались не ледниками, спускавшимися с гор, а ледниковым покровом арктического континентального шельфа. По-видимому, с влиянием этого покрова следует связывать и образование гигантского Ленско-Вилуйского подпрудного озера (уровень 220–230 м), которое нанесено на нашу карту по данным Р.О. Галабалы (1968).

Таким образом, наиболее крупные озера восточной части СССР имели ледниково-подпрудную природу, но не были прямо связаны с оледенением гор. Однако данные об озерах весьма важны, так как они помогают наметить южную границу ледникового покрова арктического шельфа, которая, в свою очередь, позволяет составить представление о простирации и высотах позднеплейстоценовой границы питания ледников на крайнем севере Восточной Сибири. Изолинии равных высот этой границы, или палеоизохионы, являются одним из основных элементов содержания нашей палеогляциологической карты (см. рис. 45).

Высоты древней границы питания определялись по положению днищ морфологически свежих каров и методом Куровского, т.е. как среднее арифметическое из абсолютных отметок верхних и нижних концов небольших долинных ледников. При этом для минимизации ошибок, связанных с влиянием местного рельефа и экспозиции склонов, нами использовались контрольные точки, полученные осреднением высот по группам из нескольких, чаще всего четырех-пяти, соседних каров или ледниковых долин. То обстоятельство, что палеоизохионы строились по данным о высотах мелких ледников, имеет одно важное следствие: их значения и общий рисунок на карте практически не зависят от морфологии и размеров крупнейших горно-покровных комплексов, которые реконструированы нами, но отсутствуют на картах большинства других

авторов. Следовательно, степень достоверности этих палеоизохион должна оцениваться вне связи с вопросом о признании или непризнании реальности перечисленных в нашей таблице ледниковых комплексов.

Высоты древней границы питания ледников, представленные на нашей карте, были сопоставлены с высотами современной границы, показанными на карте А.Н. Кренке и Л.П. Черновой (1980). При этом выяснилось, что во всех районах современного оледенения древняя граница питания располагалась существенно ниже современной: в горах Забайкалья депрессия этой границы составляла 600–1000 м, в хребте Орулган (северная часть Верхоянского хребта) – 700–900 м, в районе хр. Черского – около 800 м, на хр. Сунтар-Хаята – 700–800 м, в пределах Корякского нагорья – 500–800 м, на Камчатке – 600–1100 м. По-видимому, действительная депрессия границы питания была на 100–300 м больше, чем приведенные выше значения. Причина систематического занижения оценок этой депрессии, очевидно, заключается в неодинаковом подходе к определениям высот современной и древней границ питания. Если первая устанавливается по данным о высотах фирновой линии на всех современных ледниках, включая самые низкие из них, существующие в особенно благоприятных условиях рельефа, то вторая, как правило, интерполируется между высотами лишь наиболее заметных групп каров и ледниковых долин; единичными низколежащими карами при ее определении пренебрегают.

Анализ рисунка палеоизохион показывает следующее. Наименьшие высоты древней границы питания ледников, в том числе нулевые, устанавливаются на крайнем севере Восточной Сибири – на ее арктическом шельфе и приморских низменностях. Почти столь же малые высоты этой границы были характерны для восточной окраины Азиатского материка и лишь немного более значительные, равные 600–800 м, – для западного склона Верхоянского хребта. Преобладающее простираение палеоизохион на севере региона – примерно широтное, то же простираение на востоке – диагональное северо-восточное, повторяющее направление береговой линии, а их ориентировка на западе – субмеридиональная. Таким образом, палеоизохионы образуют гигантский неправильный треугольник, в центре которого высоты древней границы питания возрастали до 1500 м. В этом центре, над верховьями Индигирки, восточным склоном Верхоянского хребта и Колымско-Омолонским междуречьем, палеоизохиона 1400 м замыкается, образуя три обширных овала. Более мелкие овалы можно видеть над подветренными сторонами хребтов, простирающихся вкрест направлениям господствующих ветров, например над западным склоном Корякского нагорья. А над межгорными проходами, вытянутыми в направлениях господствующих ветров, изолинии изгибаются, образуя глубокие "заливы".

Плановый рисунок, высоты и направления высотных градиентов палеоизохион области говорят о том, что эти важнейшие гляциоклиматические показатели связаны с влиянием, по крайней мере, трех факторов: температурного, циркуляционного и орографического. Так, чрезвычайно высокие градиенты палеоизохион на меридиональном профиле, идущем от Новосибирских островов, равные 200 м на 100 км, явно отражают не только меридиональное изменение летних температур, но и падение количества осадков при движении от наветренного склона ледникового покрова,

располагавшегося на арктическом шельфе, к внутриконтинентальным районам Восточной Якутии. А противоположно направленные градиенты тех же изолиний, характерные для наветренных склонов Верхоянского хребта и тихоокеанского побережья, указывают на изменения осадков под влиянием орографических препятствий и степени удаленности от океанов. В этой связи широкая полоса, которая разделяет площади с "западными" и "восточными" градиентами и протягивается по диагонали от верховьев Зеи через долины Алдана, верхней Индигирки и Колымы к Чаунской губе, должна рассматриваться как пограничная зона, разделявшая в плейстоцене гляциоклиматические провинции с атлантическим и тихоокеанским источниками питания ледников. В пределах этой зоны палеоизохионы достигали максимальных для всей восточной части СССР высот — 1400—1500 м, что, кстати, было впервые отмечено Б.С. Русановым и др. (1967).

ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ И ИНТЕНСИВНОСТЬ ПИТАНИЯ ЛЕДНИКОВ

Высокая интенсивность древнего оледенения гор восточной части СССР и сравнительно низкое положение границы питания в ее пределах заставляют по-новому переосмыслить палеоклиматические условия этого региона. До последнего времени при их оценке опирались на современные метеорологические данные по межгорным котловинам, а также на представление о вероятном влиянии на климат таких факторов, как удаленность от Атлантического океана, принадлежность большей части рассматриваемой территории к Субарктике и Арктике и зимний Азиатский антициклон. Соответственно эти условия всюду, причем не только в котловинах, но и в горах, представлялись очень холодными и сухими.

Что касается более конкретных палеоклиматических данных, то они пока остаются весьма скудными. Имеются, правда, довольно богатые данные палеоботанических исследований, а также соображения и расчеты мерзлотоведов, однако все они относятся к равнинам и межгорным котловинам и не могут дать представления о палеоклимате горных районов. Тем не менее укажем, что, судя по карте Т.А. Бурашниковой, М.В. Муратовой и И.А. Суетовой (1979), построенной на основе палинологических материалов, средние июльские температуры 18—20 тыс. лет назад в Забайкалье были ниже современных на 5—8°, на Северо-Востоке Азии — на 4—6°, на Дальнем Востоке — на 6—10°. О снижении летних температур на 6—7° свидетельствуют и спорово-пыльцевые данные Г.М. Шумовой и В.А. Климанова (1986), полученные в бухте Киевка (Среднее Приморье) по надежно датированному керну из скважины, пробуренной на прибрежном шельфе Японского моря. А согласно известной карте палеотемператур материков в максимальную стадию последнего оледенения (около 18 тыс. лет назад), построенной Л. Гейтсом (Gates, 1976) на основе моделирования палеоклимата на ЭВМ, на территории восточной части СССР произошло похолодание на 6—8°.

Сведения об атмосферных осадках, выпадавших во время последнего оледенения в горах восточной части СССР, практически отсутствуют, а информация об осадках в ее котловинах и предгорьях скудна и ненадежна. Сейчас этот пробел может быть ликвидирован только с помощью расчетов

интенсивности питания ледников на уровне их границы питания. Как уже отмечалось в главе 7, указанный метод базируется на фундаментальном положении гляциологии о равенстве аккумуляции и абляции на границе питания ледников, а также на существовании достаточно тесной связи между интенсивностью абляции и средними температурами летних сезонов.

При изучении интенсивности питания древних ледников восточной части СССР мы использовали формулу А.Н. Кренке, которая описывает связь суммарной абляции льда со средней летней температурой воздуха, и предложенную им методику (см. главу 7). И здесь, как и в работе по Саяно-Тувинскому нагорью, ее применение потребовало экстраполяции средних летних температур от уровня предгорных равнин вверх до древней границы питания, после чего был проведен расчет значений абляции на этой границе. Экстраполяция выполнялась с учетом высотных градиентов температуры, которые в соответствии с современными градиентами (Кренке, Чернова, 1980) были приняты равными для высотного интервала 0–1000 м, где наблюдаются частые температурные инверсии, $0,4^{\circ}/100$ м, а для интервала 1000–2500 м – $0,5^{\circ}/100$ м.

Учитывалось также выхолаживание воздуха над ледниками и их предгорьями. С этой целью при переходе через внешнюю границу 50-километровой приледниковой зоны и через край ледниковых комплексов вводились поправки на температурные скачки – по -1° каждая. Кроме того, на крупных и массивных ледниковых комплексах – Верхоянском, Западно-Охотском, Чукотском и Корякском – была введена третья поправка – еще на -1° , которая учитывает температурный градиент, возникающий над обширными снежно-ледяными поверхностями.

Источником данных о современных средних летних температурах воздуха территории СССР послужили расчеты, проведенные Г.П. Моисеевой (Ин-т географии АН СССР). В полученные ею значения были введены поправки на позднеплейстоценовое похолодание, которое для всей области мы приняли равным -7° . Это соответствует среднему похолоданию в восточной части СССР, следующему из результатов эксперимента Л. Гейтса, и не противоречит приведенным выше данным палинологов. Дальнейшая работа проводилась в соответствии с программой, описанной в предыдущей главе.

Полученная таким путем карта средней многолетней аккумуляции на высотах границы питания позднеплейстоценовых ледников представлена на рис. 46. С целью проверки правильности сделанных допущений была построена еще одна карта, показывающая ту же аккумуляцию, рассчитанную при допущении похолодания на 5° . Однако она здесь не проводится, так как полученная при втором допущении интенсивность питания ледников оказалась неправдоподобно высокой. Достаточно сказать, что горные склоны, на которые, согласно рис. 46, ежегодно поступало 600–800 мм осадков, должны были бы получать 1100–1400 м.

Карта (см. рис. 46) позволяет сделать несколько существенных выводов. Во-первых, она свидетельствует о сравнительно высокой интенсивности атмосферного питания древних ледников восточной части территории СССР, а следовательно, и об ошибочности старых концепций о палеоклимате этого региона. На всех горных макросклонах, обращенных на-

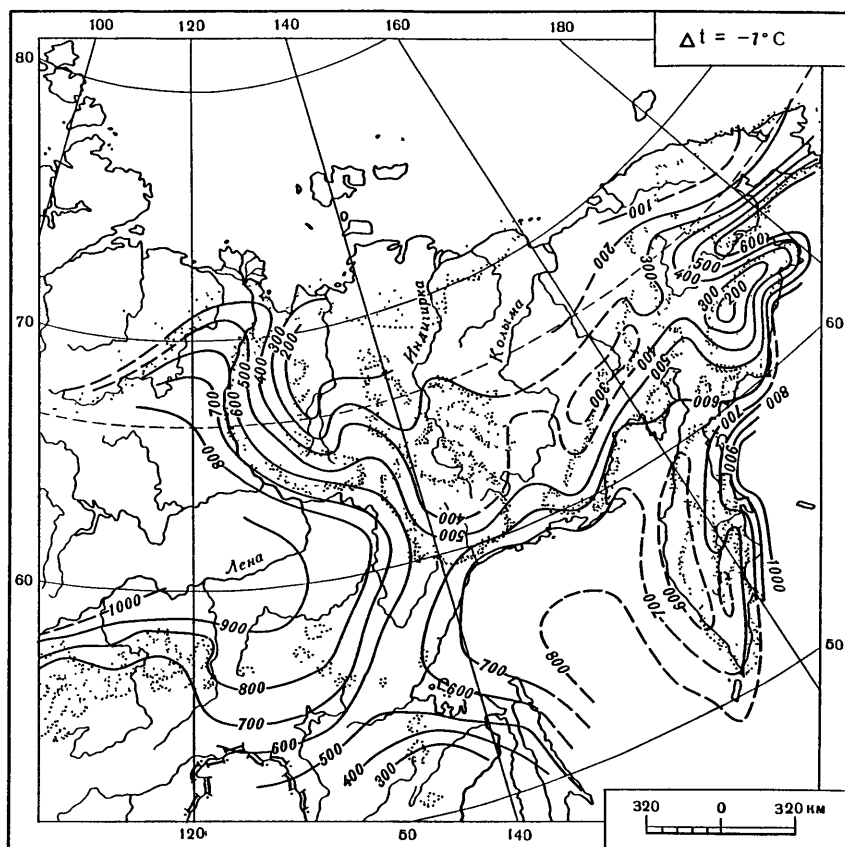


Рис. 46. Горы восточной части СССР. Аккумуляция на высоте границы питания позднеледников (мм/год), рассчитанная при допущении о снижении летних температур на 7° (Гросвальд и др., 1986)

встречу движению влагонесущих масс воздуха, указанная интенсивность достигала 600–700 мм/год, а в восточных районах Камчатки – даже 800–900 мм/год.

Во-вторых, наша карта показывает, что и в горах восточной части СССР средний климатический уровень максимальной конденсации в эпоху оледенения существенно снижился. Если в настоящее время этот уровень совпадает с высокогорным поясом, который на Северо-Востоке Азии располагается на высотах более 600 м, а в Забайкалье на уровнях, превышающих 1700–2000 м, то в максимальную стадию последнего оледенения он приходился на среднегорье и низкогорье. Соответственно возрастала и способность гор к перехвату влаги из атмосферы, расширялась орографическая база оледенения.

В-третьих, карта еще раз подтверждает важную роль орографического фактора в распределении атмосферных осадков. Как и на карте Саяно-Тувинского нагорья, на ней ясно выражены горизонтальные пливниографи-

ческие градиенты (до 10 мм/км), приуроченные к наветренным склонам хребтов, резкие перепады в значениях аккумуляции на наветренных и подветренных склонах, которые в ряде случаев составляли 400–500 м, а также "струйная" структура поля аккумуляции. В частности, на приведенной карте видно, что одна из крупных "струй" внедрялась с юго-запада в коридор, возникавший между Верхоянским ледниковым комплексом и юго-восточным склоном ледникового щита, покрывавшего арктический шельф; вторая, особенно широкая, "струя", направленная с северо-запада на юго-восток, проникала в понижение бассейна Средней Лены и Алдана; третья "струя" была направлена с юга в Охотское море и далее через горные перевалы в верховья Колымы; четвертая — с востока, из северной части Берингова моря, в бассейн Анадыря.

В-четвертых, отраженные на карте данные о распределении аккумуляции позволили восстановить направления переноса воздуха в нижней тропосфере, который преобладал в дни с осадками. Это было сделано на основе гидродинамического метода, разработанного в Институте географии АН СССР А.Ю. Михайловым (1985). Указанный метод, будучи использован в комбинации с методом Кренке, создает возможность для определения циркуляционных условий, при которых осуществлялось питание ледников эпохи последнего оледенения. Как показал А.Ю. Михайлов, пространственные неоднородности в полях аккумуляции и соответствующих им полях климатических количеств осадков, которые имеют масштаб в десятки–сотни километров, практически полностью определяются неоднородностями в полях так называемой "орографической составляющей вертикальных движений воздуха". Коэффициент корреляции между названными полями оказался равным 0,7–0,9, что было определено по формуле

$$\bar{\tau}_{\text{ор}} = a\bar{u} + b\bar{v},$$

где $\bar{\tau}_{\text{ор}}$ — климатическое, или среднее многолетнее, значение орографических вертикальных движений воздуха в расчетной точке на расчетном уровне, а \bar{u} и \bar{v} — соответственно зональная и меридиональная составляющие климатического ветра в нижней тропосфере на расчетном уровне. Особого объяснения требуют коэффициенты a и b , которые представляют собой интегралы от абсолютных высот рельефа в районе с радиусом 400 км, включающие так называемую функцию влияния, т.е. весовую функцию, равную нулю в расчетной точке, достигающую максимума в 100–200 км от нее и затем убывающую.

Для расчета осадков по восходящим движениям воздуха использовалась формула Дюбюка, согласно которой годовые количества осадков и аккумуляция на ледниках линейно зависят от средних орографических вертикальных движений воздуха в дни с осадками. Следовательно, согласно приведенной выше формуле, они также зависят и от средней интенсивности горизонтального переноса воздушных масс в эти дни. Таким образом, направление ветра, которое после подстановки в эту формулу обеспечивает наилучшую корреляцию между $\bar{\tau}_{\text{ор}}$ и величиной аккумуляции на ледниках в пределах района с линейными размерами в 200–400 км, как раз и является направлением среднего годового ветра в дни с осадками.

Данная методика была применена для восстановления направлений

преобладающих ветров в дни с осадками над ледниковыми районами Северо-Востока Азии — Чукотским, Корякским и Восточно-Охотским (Гросвальд и др., 1986). В ходе этого эксперимента были сначала рассчитаны поля коэффициентов a и b и выявлены направления ветров, при которых достигался наивысший коэффициент корреляции между аккумуляцией и значениями \bar{T}_{op} , а также определены величины самого коэффициента. Было выяснено, что для перечисленных районов последние колеблются в пределах 0,7–0,9, чем подтверждается хорошее соответствие между полем аккумуляции на уровне границы питания, показанным на рис. 46, и истинным полем осадков в горах, которое фактически существовало в эпоху максимума последнего оледенения. Этот способ определения ветра по полю осадков и аккумуляции уже прошел проверку на данных по современным полям летних осадков Восточной Сибири и Дальнего Востока и дал положительные результаты, показав хорошее совпадение расчетного ветра с фактическим (Михайлов, 1985).

Основная часть годовых сумм атмосферных осадков на Северо-Востоке СССР выпадает в теплый период, поэтому реконструированные в ходе нашего эксперимента ветры характеризуют приземную циркуляцию в летние сезоны. Результаты расчетов приводят к выводу, что в ледниковую эпоху в нижней тропосфере над ледниковыми комплексами Чукотского полуострова, Корякского и Колымского нагорий формировалась летняя циркуляция, типичная для климатических антициклонов. Рисунок изобар здесь в общем повторял контуры ледниковых комплексов, что, как известно, характерно для современной климатической циркуляции над Гренландией: контуры Гренландского ледникового щита примерно совпадают с изобарами, которые оконтуривают антициклон, круглогодично стационарированный над островом.

Все это позволяет предполагать, что климатическая ситуация, характерная для территории Северо-Востока Азии в ледниковую эпоху, была во многом сходна с современной климатической ситуацией над Северо-Западной Атлантикой. Как и над последней, над Северо-Востоком Азии возникла круглогодичная зона высокого давления, приуроченная к крупномасштабным ледниковым комплексам. Здесь эта зона вытягивалась вдоль гористого края материка и ограничивала северную окраину Тихого океана от низменностей Северной Якутии, причем над указанной частью океана формировались ареалы пониженного давления, в том числе Алеутская депрессия, становившаяся круглогодичной. Последний вывод, к которому приходят многие климатологи, чрезвычайно важен, поскольку в результате предполагаемой перестройки барического поля северной части Тихого океана область наиболее интенсивной циклонической активности должна была сдвигаться к югу относительно своей современной позиции, располагаясь вдоль южного края Алеутско-Командорской островной дуги.

Температурные контрасты между оледенелыми побережьями и сравнительно теплым океаном существенно усиливались, в связи с чем циклоническая деятельность на Тихоокеанском полярном фронте была активнее современной. Эта активизация атмосферной циркуляции, очевидно достигавшая своих пиков в периоды с августа по октябрь, неизбежно приводила к усилению атмосферного питания юго-восточных склонов ледниковых

комплексов Северо-Востока Азии. В то же время над центральными участками этих комплексов образовывались климатические зоны нисходящих движений воздуха и антициклональной погоды, неблагоприятной для формирования осадков и выпадения снега на ледниках.

По-видимому, сходные циркуляционные условия были характерны и для остальных горных районов восточной части СССР. Приведенный выше анализ дает основания для вывода, что и к этим районам были приурочены не только крупные ледниковые комплексы горно-покровного типа, но и круглогодичные климатические антициклоны. Поскольку же пять крупнейших горных сооружений области — Верхоянское, Сунтар-Хаятинское, Колымское, Корякское и Чукотское — вытянуты в почти сплошной орографический барьер, надстраивавшийся льдом до высот в 2000–2500 м и обращенный выпуклостью на юг, то такую же дугообразную форму должна была иметь и цепочка приуроченных к этим сооружениям антициклонов. Соответственно на наветренные склоны указанного оледенелого барьера приходились зоны повышенной интенсивности аккумуляции снега, а на его подветренные склоны — зоны минимальных осадков. Таким образом, в эпоху оледенения он становился гляцио-климатической границей высокого ранга.

Положение этой границы, а также ориентировка крупнейших лопастных изгибов изолиний и общие направления градиентов аккумуляции, показанные на рис. 46, создают объективную основу для палеоклиматического районирования территории восточной части СССР по обеспеченности осадками и источникам атмосферной влаги. Если все схемы районирования современного оледенения рассматриваемой области сводятся к выделению двух гляциоклиматических провинций — Атлантической и Тихоокеанской, то в ледниковую эпоху здесь вполне определено обособлялись три такие провинции: Атлантическая, Тихоокеанская и Берингская, располагавшаяся внутри дуги описанного выше орографического барьера. Отсюда следует, что роль важнейшей гляциоклиматической границы этот барьер играл не всегда, а только в эпохи глобальных похолоданий. По-видимому, данное обстоятельство следует связывать с двумя причинами — снижением среднего климатического уровня максимальной конденсации и образованием круглогодичных климатических антициклонов, т.е. постоянных блокирующих систем над оледенелыми горами области.

Климат древней Берингии — обширной арктической суши, не захватывавшейся покровным оледенением и включавшей в себя низменности Северной Якутии и Аляски, а также обширные площади осушавшихся шельфов, — представляет собой один из наиболее своеобразных феноменов ледниковой эпохи. Установлено, что этот климат был ультраконтинентальным; он характеризовался чрезвычайно холодными малоснежными зимами и сравнительно теплыми и сухими летними сезонами, которые благоприятствовали произрастанию степных растений (Сергин, Щеглова, 1976). В Берингии были оптимальные условия для существования специфического фаунистического комплекса с доминированием травоядных животных, приспособленных к жизни в крайне холодных и сухих условиях. Для этого комплекса было характерно сочетание представителей холодолюбивой и ксерофильной фауны: бизонов с верблюдами, овцебыков с сайгаками, север-

ных оленей с яками, леммингов с узкочерепными полевками, песцов с сусликами, откуда следует, что указанный комплекс был криоксеротическим (Шер, 1976). Показательно, что послеледниковое изменение климата — его потепление и увлажнение — ознаменовалось здесь резким сокращением числа видов наземных млекопитающих. Так, еще 12 тыс. лет назад комплекс фауны Аляски включал 31 вид таких млекопитающих, тогда как с началом голоцена 11 из них вымерли, а 6 мигрировали в другие районы (Péwé, 1975).

Проведенная работа позволяет с достаточной определенностью указать положение юго-западной границы Берингии и уточнить некоторые характеристики ее палеоклимата. Представляется, в частности, очевидным, что на территории СССР эта граница проходила по водоразделу описанного выше дугообразного орографического барьера и что годовые количества атмосферных осадков здесь были ниже 200 мм.

В заключение вернемся к вопросу о вероятности метакронного, или контрфазного, развития оледенений Восточной Сибири и Европы. Благодаря наличию карты палеоизохрон и появлению метода Кренке, мы получили возможность перейти здесь от качественных рассуждений к количественному расчету. Проверка гипотезы метакронности проведена следующим методом. Было сделано допущение, что сибирское оледенение действительно развивалось во время европейских межледниковий, т.е. на фоне летних температур, равных современным, так что снижение границы питания и разрастание ледников целиком обуславливались одним фактором — ростом сумм атмосферных осадков. Расчет этих сумм, проведенный по изложенной выше методике, дал следующие результаты: на месте изолинии 600 мм (см. рис. 46) прошла бы изолиния 3650 мм, на местах изолиний 400, 300 и 200 мм — изолинии 3000, 2570 и 2120 мм. Это значит, что при заданных условиях количество осадков в горах восточной части СССР должно было увеличиться в 6–11 раз. Поскольку же последнее межледниковье Евразии было несколько теплее современной эпохи, это увеличение должно было быть еще более значительным. Впрочем, и приведенное значение — 6–11 раз — представляется совершенно невероятным.

Выводы. Позднеплейстоценовое оледенение гор восточной части СССР было представлено большим числом ледниковых комплексов горнопокровного типа, крупнейшие из которых — Верхоянский, Западно-Охотский, Восточно-Охотский, Корякский, Чукотский и Камчатский — имели площади более 150 тыс. км² каждый. Суммарная площадь оледенения гор была примерно равна 1,5 млн. км², а его объем, вероятно, достигал 0,5 млн. км³. Приведенные величины показывают, что, несмотря на большую удаленность региона от Атлантического океана, масштабы его последнего оледенения были весьма значительными и сильно превосходили все прежние оценки.

Позднеплейстоценовая депрессия границы питания в горах региона составляла в среднем 800–900 м, а аккумуляция влаги на уровне этой границы, определенная по методу Кренке для ледников наветренных склонов гор, колебалась от 400 до 700–800 мм/год, т.е. была сравнительно высокой. Все скорости аккумуляции, приведенные на карте (см. рис. 46), получены из расчета, выполненного при допущении о снижении летних температур воздуха на 7°, что соответствует данным палеоклиматического

моделирования Л. Гейтса и не противоречит выводам палинологов. Аналогичный расчет, проведенный для проверки гипотезы о приуроченности оледенений Сибири не к похолоданиям, а к потеплениям, показал, что при температурах, равных современным, масштабы оледенения, показанные на рис. 45, могли быть обеспечены лишь при условии десятикратного увеличения количества атмосферных осадков.

Установлено, что дугообразный орографический барьер, образованный пятью горными сооружениями рассматриваемого региона – Верхоянским, Сунтархаятинским, Колымским, Корякским и Чукотским, в ледниковую эпоху не только испытывал интенсивное оледенение, но и становился гляциоклиматической границей высокого ранга, чему способствовали климатические антициклоны (локальные блокирующие системы), формировавшиеся над перечисленными хребтами. Положение этого барьера и направления градиентов аккумуляции создают объективную основу для районирования территории восточной части СССР по степени увлажненности и по источникам атмосферной влаги. Для времени последнего оледенения здесь отчетливо выделяются три гляциоклиматические провинции: Атлантическая, Тихоокеанская и Берингская. Последняя располагалась внутри дуги данного барьера и отличалась ультраконтинентальным климатом, благоприятным для существования степных растений и криоксеротической фауны. Годовые количества атмосферных осадков в Берингии были ниже 150 мм, в связи с чем она оставалась безледной.

Глава 9

БАЛАНС МАССЫ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ И КЛИМАТ ЗЕМЛИ

Изменения размеров и объема горных ледников отражают колебания климатических показателей различной временной протяженности, что регистрируется комплексами моренных отложений. Но и небольшие колебания условий погоды находят отражение в поведении ледников. Во всем диапазоне времени можно обнаружить следы деятельности ледников, отражающие черты современного или прошлого климата. Так, внутрисуточный ход солнечной радиации и температуры воздуха определяет цикличность таяния ледников и стока воды с них. Внутригодовой ход погоды формирует цикличность в приходе и расходе массы ледников с ярко выраженными пиками накопления (в конце зимы) и расходования массы (в конце лета). Внутривековые и межвековые колебания климатических характеристик отмечены мощными валами конечных морен.

По мнению У. Радока (1982) – автора обобщающего обзора о климатической роли различных снежно-ледовых образований на Земле, – наступания и отступания концов ледников следуют за климатическими аномалиями со значительным отставанием и вызываются изменениями баланса массы благодаря разным климатическим воздействиям, которые, не имея метеорологических данных, нельзя выделить. Наблюдение за ледниками дает представление об интегральных характеристиках колебания климата

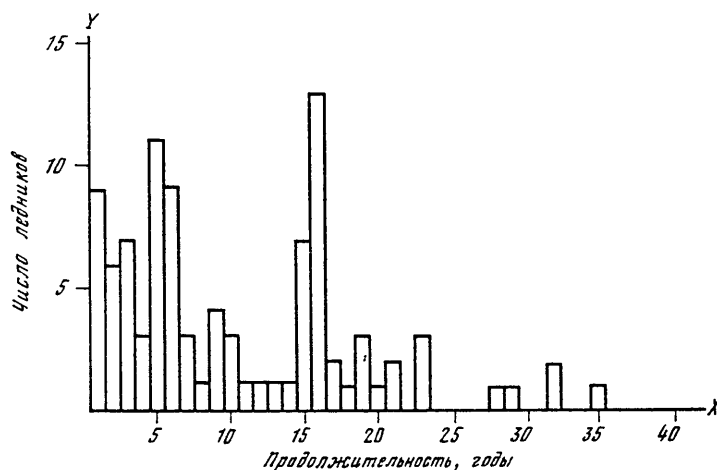


Рис. 47. Распределение числа ледников, на которых проводятся непрерывающиеся измерения баланса массы (Collins, 1984)

и гидрологическую информацию, но едва ли по этим данным можно выявить климатические аномалии.

Действительно, наблюдения за изменениями концов ледников в горах служат апостериорным свидетельством климатических аномалий, и несинхронность их колебаний послужила одной из причин организации непрерывных измерений составляющих внешнего массообмена на отдельных ледниках Земли. Постоянная служба колебаний ледников при ЮНЕСКО в последние десятилетия активизировала деятельность по контролю за поведением ледников, по сбору и обобщению мировой информации, содействуя, таким образом, мониторингу климата.

Измерения колебаний фронта отдельных ледников (Альпы, Исландия) продолжают немногим более двух веков, и эти результаты отражают колебания климата, но с некоторым сдвигом во времени, различным для ледников разных типов, размеров, географического положения и фазы развития (наступление—отступление), в которой они находились. Для установления прямых связей с климатическими условиями требуются измерения составляющих баланса массы ледников непосредственно на них. Заслуга в организации таких работ принадлежит Х.В. Альману (1962). Он первым разобрался в многообразии причинно-следственных связей между изменчивостью внешнего массообмена ледников, скоростью их движения и изменениями формы и размеров. Заложенные Х.В. Альманом теоретические и методические основы изучения массообмена ледников послужили базой для организации постоянных работ на отдельных ледниках Земли. Первые такие работы были начаты на леднике Стур (Швеция, горный массив Кебнекайсе) в 1945 г., а к концу 40-х годов еще на ряде ледников Альп и Скандинавии. Динамика роста количества ледников, где ведутся наиболее трудоемкие и ежегодные работы по измерениям баланса массы, представлена на рис. 47.

Ледники, для которых имеются данные о балансе массы, расположены главным образом в трех горных цепях, имеющих большую протяженность.

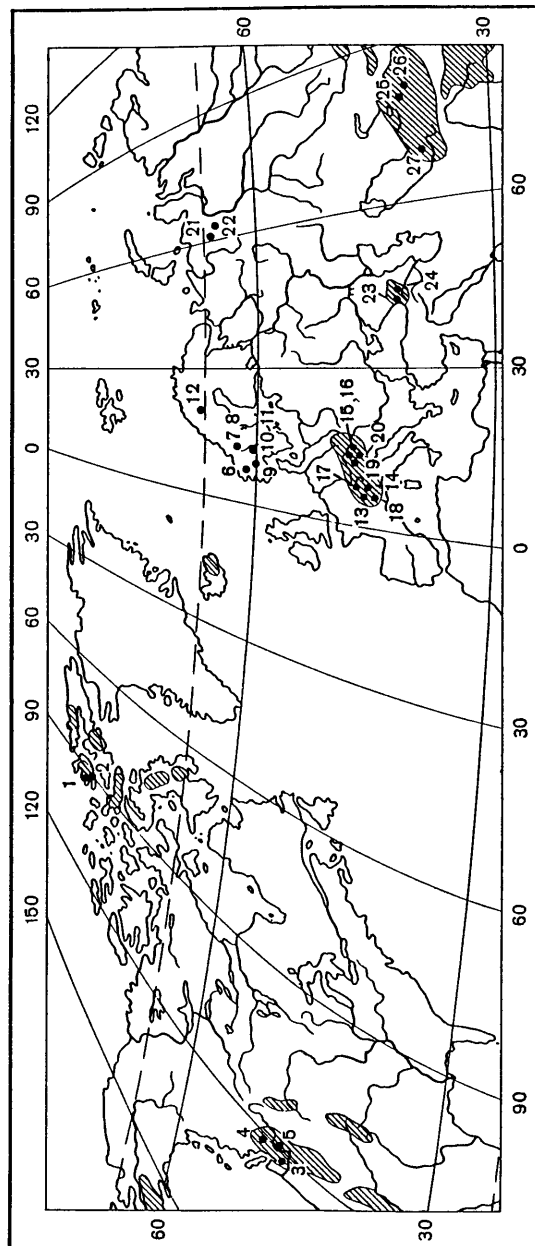


Рис. 48. Распределение ледников в горно-ледниковых районах Земли, в пределах которых проводятся измерения баланса массы

Номера ледников на карте соответствуют порядковым номерам ледников, приведенных в табл. 14 (Collins, 1984). Заштрихованы области современного горного оледенения

Одна из них включает западные горные массивы Северной и Южной Америки — от севера Аляски до Антарктики. Вторая цепь простирается от восточных окраин Гималаев, проходит через Тянь-Шань, Памир и Европу, располагаясь поясом между 35–55° с.ш. Третья горная цепь начинается на Полярном Урале, протягивается на запад и проходит через Скандинавию, Исландию и Гренландию, затем через Канадский Арктический архипелаг. Однако только на немногих ледниках проводились непрерывные измерения в течение достаточно продолжительного ряда лет. Таких ледников всего около 30, и сведения о них представлены в табл. 14. Эти ледники, как видно из рис. 48, сосредоточены в семи районах, и вряд ли можно говорить о какой-либо равномерности в распределении наблюдений по территории или о густоте сети: она сложилась исторически или по соображениям удобства и доступности. На рис. 48 приведены далеко не все ледники, на которых когда-либо проводились гляциологические, массо-балансовые работы, но такой перечень приводится в литературе (Collins, 1984). Данные, показанные на рис. 48 и приведенные в табл. 14, могут служить источником информации о внешнем массообмене ледников, наиболее надежной и обеспеченной сравнительно продолжительным рядом наблюдений. Но и эти данные, с климатических позиций, явно недостаточны, чтобы использовать их в качестве норм; для этого необходимо иметь ряд непрерывных измерений порядка 50 лет (Мюллер, 1982). Практически все измерения баланса массы ледников сопровождаются метеорологическими измерениями, а в некотором удалении от ледников есть метеорологические станции, имеющие продолжительный ряд наблюдений. Они служат источником информации для выявления связей между внешним массообменом ледников, климатом и колебаниями метеорологических параметров.

Изучение связи между колебаниями метеорологических характеристик ставится обычно в прямой задаче: климат — ледники. Но имеющаяся на сегодняшний день информация о балансе массы и его колебаниях дает основание поставить обратную задачу, а именно: можно ли использовать и каким образом сведения о балансе массы ледников как косвенном источнике информации о климате? Ледники относятся к таким природным объектам, которые несут в себе большую интегральную и во многих случаях единственную информацию о погоде и климате. Эта информация используется в палеогеографических, и в частности в палеоклиматических, реконструкциях, но мало привлекается для нужд и задач современной климатологии. В то же время появились работы, убеждающие в необходимости привлечения данных о внешнем массообмене ледников для восполнения пробелов в изучении климата отдельных регионов (Кренке, 1982). Но ледники являются не только показателями локального или регионального климата, они реагируют на его колебания или сами их определяют (ледниковые покровы Антарктиды и Гренландии) в глобальном масштабе.

По яркости окраски и отчетливости дешифровочных признаков ледник представляет уникальный инструмент для измерения или качественной оценки состояния современного климата одновременно на огромных территориях, что важно для космических наблюдений. Таким образом, ледники как продукт климата могут, видимо, служить и инструментом измерения

Таблица 14

Сведения о ледниках с продолжительностью ряда непрерывных наблюдений
за балансом массы не менее 15 лет
(Fluctuations, 1967, 1973, 1977; Collins, 1984)

Ледник *	Местоположение	Пло- щадь, км ²	Диапазон высот, м над ур. моря	Период изме- рений баланса массы, годы
1	2	3	4	5
<i>Канадский Арктический архипелаг</i>				
1. Беби	О-в Аксель-Хейберг	0,6	710-1170	1959/60-1974/75
2. Уайт	" " "	38,9	80-1780	1959/60-1974/75
<i>Западная Кордильера (Северная Америка)</i>				
3. Голубой	Олимпийские горы	4,2	1275-2350	1955/56-1973/74
4. Пейто	Скалистые горы	13,4	2125-3185	1964/65-1977/78
5. Южный Каскад- ный	Северные Каскадные горы	2,6	1610-2190	1957/58-1978/79
<i>Скандинавия</i>				
6. Ольфотбреен	Ольфотен	4,8	850-1400	1962/63-1979/80
7. Грасубреен	Ютунхеймен	2,5	1850-2260	1961/62-1979/80
8. Хардангерйоку- лен	"	17,8	1000-1900	1962/63-1979/80
9. Хельстугубреен	"	3,3	1450-2200	1961/62-1979/80
10. Нигардсбреен	Юстедален	42,2	300-2000	1961/62-1979/80
11. Стурбреен	Ютунхеймен	5,3	1350-2070	1948/49-1979/80
12. Стургляциарен	Кебнекайсе	3,1	1350-1780	1945/46-1974/75
<i>Европейские Альпы</i>				
13. Большой Алеч- ский	Бернские Альпы	124,0	1510-4160	1951/52-1974/75
14. Грис	Лепонтинские Альпы	6,7	2370-3370	1961/62-1974/75
15. Хинтерайсфернер	Эцтальские Альпы	9,0	2370-3030	1952/53-1974/75
16. Кессельвандфер- нер	" "	4,2	2700-3500	1958/59-1976/77
17. Лиммерн - Плат- талява	Гларнские Альпы	3,3	2190-3420	1965/66-1976/77
18. Сареннский	Гранд-Руссис	0,8	2830-3190	1948/49-1974/75
19. Сильвретта	Ретийские Альпы	3,3	2430-3160	1959/60-1974/75
20. Зоннбликкеес	Высокий Тауэрн	1,7	2500-3605	1963/64-1979/80
<i>Полярный Урал</i>				
21. ИГАН	Полярный Урал	1,2	790-1240	1957/58-1973/74
22. Обручева	" "	0,4	395-650	1959/60-1973/74
<i>Кавказ</i>				
23. Марух	Западный Кавказ, северный склон	3,3	2490-3160	1966/67-1977/78
24. Джанкуат	Центральный Кавказ, северный склон	3,2	2680-4000	1967/68-1977/78

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4	5
<i>Тянь-Шань</i>				
25. Центральный Туюксу	Заилийский Алатау	3,0	3400–4219	1957/58–1977/78
26. Голубина	Киргизский хребет	5,6	3400–4420	1968/69–1973/74
<i>Памир</i>				
27. Абрамова	Алайский хребет	24,4	3620–4860	1966/67–1974/75

* Номера ледников в этой таблице соответствуют их номерам на карте (см. рис. 48).

его параметров. Рассмотрим некоторые возможности для постановки такой обратной задачи.

Особенно следует выделить актуальность постановки этой задачи в связи с эволюционным — естественным — и антропогенным изменением климата. Может оказаться, что простое накопление статистических рядов не даст в этой связи основания для пространственно-временного анализа и прогноза климата.

КЛИМАТИЧЕСКИ РЕПРЕЗЕНТАТИВНЫЙ ЛЕДНИК

Среди ледников, для которых имеются ряды измерений баланса массы не менее 15 лет, одни ледники отражают локальные климатические условия, другие — региональные, а возможно, есть ледники, балансы массы которых отражают колебания климатических условий в масштабе климатических зон или областей. Это можно выяснить только при детальном анализе баланса массы каждого ледника.

Зимний и летний баланс массы ледников B_W и B_S формируется соответственно под влиянием локального, регионального и глобального климата. Форма и степень отражения этого влияния проявляются в соответствии между аккумуляцией на леднике и количеством атмосферных осадков на ближайших метеорологических станциях. Скоррелированность абляции с легней температурой воздуха также может служить критерием репрезентативности для летнего баланса. Однако локальные условия и собственно специфические свойства ледника искажают в большинстве случаев связи между региональным климатом и внешним массообменом ледника. Эмпирические связи между B_S , B_W и соответствующими метеорологическими параметрами бывают устойчивыми, но часто они нарушаются: меняется вид связи, например, при ускорении деградации ледника и бронировании его моренным чехлом на большой площади или при частичном распаде ледника. Нестационарные связи типичны для всех пульсирующих ледников.

Общие рассуждения о неоднозначности отражения колебаний климатических параметров в особенностях внешнего массообмена ледников удобно проанализировать по результатам прямых измерений годового баланса массы B_a , представленных в виде кривых типа $B_a = f(H)$, где H — абсолютная высота (рис. 49).

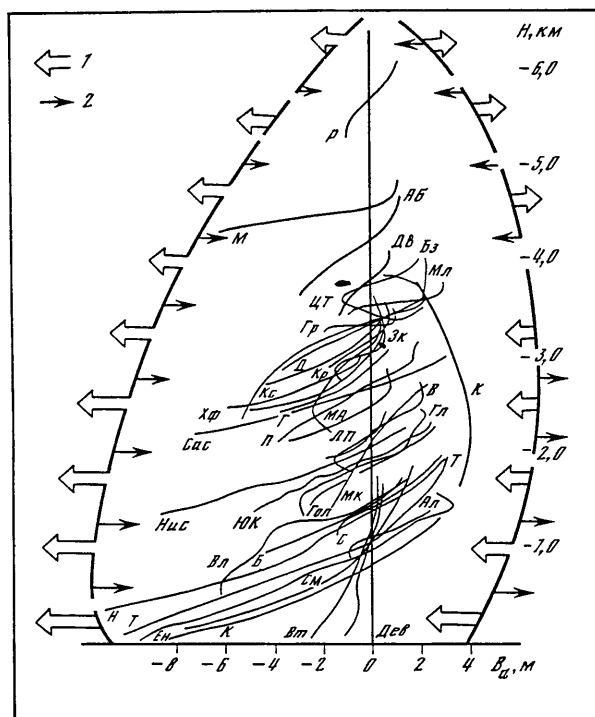


Рис. 49. Распределение средних многолетних величин баланса массы ледников в зависимости от абсолютной высоты над уровнем моря (балансовые кривые) (Панов, 1978; Ледник Джанкуат, 1978; Ледник Абрамова, 1980; Ледники Туяксу, 1984; Fluctuations..., 1967, 1973, 1977; Fujii, 1976; Mayo, 1984)

1 — потепление; 2 — похолодание. Обозначения ледников: АБ — Абрамова, ЦТ — Центральный Туяксу, Р — Рикха Самба, М — Мерен, Бз — Безенги, Дв — Динвуди, Мл — Маклюр, Хр — Хинтерайсфернер, Гр — Грассхопер, Д — Джанкуат, Кс — Кессель-вандфернер, Кр — Карезер, ЛП — Лиммерн-Платтальява, Г — Грис, Зк — Зоннблик кеес, П — Пейто, МА — Малый Актру, Сас — Саскачеван, Нис — Нискуоли, В — Вулси, Б — Берендон, Гл — Гулкана, ЮК — Южный Каскадный, МК — Мак Кол, Гол — Голубой, Т — Таку, СМ — Сюард-Маласпин, К — Колумбия, Ен — Енгабреен, Ал — Алфотбрен, Н — Нигардсбреен, С — Стургляциарен, Вт — Вайт, Дев — Девон

Обычно при построении балансовых кривых используются данные измерений баланса массы ледников, которые затем осредняются по площади и приводятся к середине высотного интервала. Таким образом, балансовые кривые отражают не только характер высотной зависимости, но и общие черты пространственного распределения баланса массы, хотя высота, пожалуй, является главной в зависимостях баланса массы от орographic факторов. Действительно, в форме балансовых кривых отражается закон высотной поясности климата, и нетрудно усмотреть черты подобия всех приведенных балансовых кривых на ледниках Земли (см. рис. 49).

Классической формой кривой $B_a = f(H)$ можно считать плавную, без резких перегибов, кривую, отражающую возрастание до определенной высоты величины B_w (как функции количества атмосферных осад-

ков) и еще более плавное уменьшение с высотой B_s , вплоть до уровня высоты границы питания ($H_{г.п.}$). Последнее отражает закон понижения температуры воздуха и количества поглощенной радиации с ростом абсолютной высоты и увеличения альбедо поверхности ледников.

Плавный перегиб кривой $B_a = f(H)$ в области питания ледника характерен для высоко расположенных ледников, у которых область питания находится в верхней части хionoсферы, где абсолютное влагосодержание воздуха небольшое, а фронтальные осадки истощены на более низких уровнях или на обширных территориях вдали от орографических барьеров. К таким областям относятся фирновые зоны ледников Внутреннего Тянь-Шаня, Восточного Памира, Аляски. Для ледников преимущественно морского типа питания, располагающихся в горах умеренных широт, высотный уровень снижения количества атмосферных осадков, по данным измерений аккумуляции в областях питания ледников, не установлен, и искажение формы кривой $B_a = f(H)$ в ее верхней части объясняется локальными условиями перераспределения снега на крутых пригребневых склонах ледников. Здесь отмечается климатически необъяснимый перегиб кривой, в то время как чуть ниже, в обширных областях питания, скапливаются массы снега, климатически не обеспеченные. Подобные не объясненные с точки зрения законов высотной поясности процессов внешнего массоэнергообмена пики и перегибы на балансовых кривых типичны для ледников, расположенных в альпийском рельефе высокогорья, с большой концентрацией лавинного и метелевого снега.

Перегиб в нижней части массбалансовой кривой связан с влиянием моренного чехла на величину абляции. Забронированные слоем морены языки ледников типичны для стадии их деградации. Уменьшение абляции в данном случае не скоррелировано с текущими климатическими условиями, а отражает в интегральном виде прежние. Трансформация массбалансовых кривых для многих ледников, на которых проводятся многолетние и непрерывные наблюдения, весьма типична (Голубев и др., 1979).

Для сравнительно небольших ледников иногда отмечается перегиб кривой в ее нижней части из-за повышенной аккумуляции снега у конца языка в результате лавинного или метелевого сноса с верхних частей. Иногда аккумуляция здесь настолько велика, что баланс массы становится положительным, что естественно нельзя объяснить климатическими причинами. Возможно, что именно по этой причине трансформирована балансовая кривая ледника Динвуди (штат Вайоминг, США). Подобное явление часто наблюдается у каровых и карово-висячих ледников Кавказа (Ледник Джанкуат, 1978). Подобные отклонения от "нормального" высотного распределения баланса массы создают практически непреодолимые трудности в изучении связей внешнего массообмена ледников с климатом, хотя эти же условия определяют саму возможность существования ледников как их приспособительную реакцию на меняющийся климат. Представление о климатически обусловленном балансе массы ледника дает гладкая кривая $B_a = f(H)$, такая, как у ледников Колумбия, Южный Каскадный, Таку, Сильверетта, Центральный Туксус, Нигардсбреен и ряд других (см. рис. 49). Некоторые наиболее крупные из этих ледников занимают почти весь высотный диапазон ледниковой системы,

в которой они находятся, и поэтому, видимо, отражают весь диапазон связи внешнего массообмена ледника с климатом.

Таким образом, гладкая, без перегибов, кривая баланса массы, охватывающая возможно более широкий диапазон высот, может считаться климатически репрезентативной, и такой ледник наиболее подходит для изучения связи колебаний климатических условий с внешним массообменом ледников, следовательно, и для решения обратной задачи. Важно, что, кроме изложенного, такие ледники обладают наибольшей энергией оледенения в данной ледниковой системе, а это значит, что они характеризуются и наибольшими водностью, модулем стока, рельефообразующей и эродирующей способностью. Такие ледники наиболее репрезентативны

Есть еще один критерий климатически репрезентативного ледника. В нижней части до высоты $H_{г.п.}$ массбалансовая кривая должна быть подобна региональной зависимости $B_S = f(\bar{t}_n^o)$, где \bar{t}_n^o — средняя летняя температура воздуха. Как правило, такая зависимость для ледников морского типа питания хорошо описывается кубической параболой (Ходаков, 1965). Для холодных ледников или ледников континентального типа питания возможны линейные зависимости. Одновременно выше фирновой линии или выше $H_{г.п.}$ кривая баланса массы должна иметь вид, соответствующий региональной зависимости количества атмосферных осадков от высоты. Такие данные, как правило, очень редки для высокогорья, а часто и мало достоверны, так как получены по крайне редкой сети осадкомеров. Их показания для условий высокогорья зачастую недостоверны¹. Очевидно, что только данные снегомерных наблюдений в областях питания ледников могут дать наиболее надежные сведения о количестве атмосферных осадков. При этом область питания ледника должна располагаться на самом верхнем ярусе высокогорного рельефа; это, как правило, обширные фирновые плато типа области питания ледника Нигардсбреен или Памирского фирнового плато (Дюргеров, Урумбаев, 1977).

Выбор опорных ледников, на которых уже несколько десятилетий ведутся массбалансовые работы, складывался исторически и часто вне зависимости от каких-то критериев репрезентативности; имеющийся теперь длинный ряд наблюдений не позволяет менять эти объекты на другие. Например, опорный для Центрального Кавказа ледник Джанкуат не совсем климатически репрезентативен, что следует из трансформации его массбалансовой кривой в верхней и нижней частях (Голубев и др., 1979). Выход из положения может быть найден в построении совмещенной (по результатам измерений на нескольких ледниках) массбалансовой кривой. Такой подход применен, по предложению А.Н. Кренке, для ледников Безенги и Джанкуат на Центральном Кавказе (рис. 50). Данные измерений по леднику Безенги (Панов, 1978) прекрасно заменяют отрезки массбалансовой кривой ледника Джанкуат в нижней и верхней частях, а также дополняют кривую. Таким образом, получается единая массбалан-

¹ С ростом доли твердых атмосферных осадков в горах и увеличением средней скорости ветра растут погрешности осадкомерных наблюдений. Кроме того, осадкомерные данные отражают, как правило, локальные условия выпадения осадков в горах.

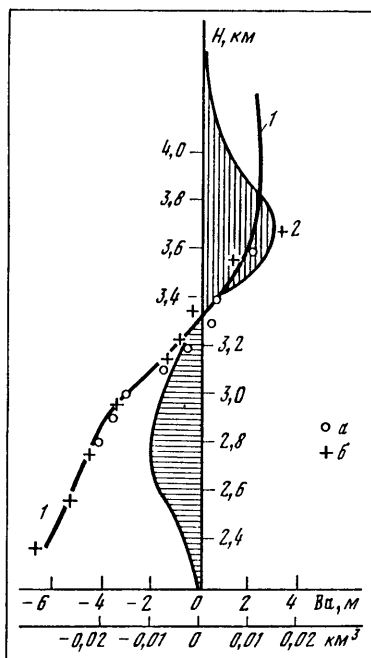
Рис. 50 Кривые удельного (1) и суммарного (2) баланса массы оледенения долины р. Баксан, полученные совмещением средних многолетних величин баланса массы ледников Джанкуат (а) и Безенги (б) (Панов, 1978; Голубев и др., 1979)

совая кривая, характерная для крупного района современного оледенения центральной части северного склона Главного Кавказского хребта. Величины удельного баланса массы, снятые с этой обобщенной кривой и умноженные на площадь оледенения, например в долине р. Баксан, дают среднее многолетнее значение годового баланса массы в объемных единицах. Судя по рис. 50, для уровня 70-х годов баланс массы ледников долины р. Баксан (без оледенения Эльбруса) равен нулю или близок к нему.

Огромная пестрота условий формирования баланса массы вряд ли позволяет построить обобщающую кривую для крупных регионов, тем более для всех ледников Земли. Правильнее рассматривать ледники Земли как систему, обладающую общими законами формирования баланса массы, которые еще предстоит изучать, так же как существо самого понятия глобальной системы оледенения Земли. Здесь может быть применим "многоуровневый" подход, предложенный А.Н. Кренке (1976).

Действительно, можно рассматривать все ледники Земли как глобальную систему, баланс массы которой реагирует на колебания метеорологических параметров климата и каким-то образом изменяется в связи с общей эволюцией климата при относительной стабильности горного рельефа. Свойства внешнего массообмена ледниковой системы Земли отражены в форме массбалансовых кривых, в их распределении внутри некоторого поля, сама форма которого и его границы в значительной степени абстрактны. Гляциология пока изучает, вернее, собирает данные о внутренней структуре такого поля путем исследования отдельных ледников или горно-ледниковых районов. Таким путем заполняются пустые места поля, изображенного на рис. 49. Сейчас преждевременно говорить о каком-то строгом анализе гипотетического поля, но в контексте с изложенным выше можно высказать весьма общие соображения о постановке задачи такого анализа.

Оконтурив на рис. 49 данные о балансе массы пунктирной линией, получаем некую фигуру неправильной формы. Ее границы условны по понятным причинам, и вряд ли стоит сейчас придавать им количественное выражение. Внутри оконтуренного поля происходят современные колебания баланса массы, о которых будет сказано ниже. Хотя мы не



знаем точно границ поля, но можно полагать, что его форма при неизменном климате устойчива. Границы поля представляют градиент баланса массы (его можно считать глобальным градиентом баланса). Устойчивость градиента возрастает с ростом абсолютной высоты и с континентальностью климата. В верхней части поля градиент близок к постоянному. В нижней части возрастает амплитуда колебаний градиента в связи с ростом пространственно-временных изменений метеорологических параметров. Очевидно, при стационарности климатических условий форма поля остается неизменной. При изменении климата Земли начинается деформация поля — изменяются градиенты баланса массы. Наибольшие изменения должны происходить в нижней части; поле как бы начинает расширяться. Кроме того, при потеплении вертикальная ось смещается влево, а при похолодании — вправо. Ее ноль, приведенный на рис. 49, условный: на самом деле баланс массы всей системы в настоящее время отрицательный (по использованным для построения массбалансовых кривых данным).

Вполне вероятно, что при потеплении или при похолодании границы поля будут трансформироваться таким образом, как это показано на рис. 49. Наиболее иллюстративно было бы сравнение колебаний системы с колебаниями маятника. При этом почти жестко прикреплена только верхняя точка его оси, а ее наклон изменяется. Интересно, что при этом меняются внутренние свойства системы. Мнение А.Н. Кренке о соотношении в системе количества наступающих и отступающих ледников, которое при стационарности климата должно быть постоянным, вернее, должно испытывать случайные колебания, можно дополнить еще одной важной характеристикой (Кренке, 1976).

Отражением нарушения стационарности системы (как следствия изменения климатических условий) может быть изменение количества одно-временно пульсирующих ледников. На массовое проявление ледниковых пульсаций как возможный механизм отражения изменений климатических условий ледниковыми системами указывал У. Радок (1982). Причина, видимо, заключается в нелинейности роста глобального градиента баланса массы, т.е. в нижней части изображенного поля расходная составляющая баланса массы возрастает быстрее, чем уменьшается приходная составляющая в области питания (часть поля справа от вертикальной оси). Такая несогласованность поведения баланса массы в связи с изменениями климатических параметров (тепловой баланс, осадки) по отношению к ледниковой системе Земли, возможно, справедлива и по отношению к отдельным пульсирующим ледникам. Все они, как правило, занимают большой диапазон высот и располагаются в существенно разных климатических поясах, в которых процессы внешнего массоэнергообмена в области абляции и аккумуляции могут протекать несинхронно или при слабой положительной корреляции.

ТЕНДЕНЦИИ В ИЗМЕНЕНИЯХ МАССООБМЕНА ЛЕДНИКОВ

Массообмен крупных ледников, для которых типична кривая $B_a = f(H)$ простой формы, отражает общую направленность климатических колебаний и, видимо, характеризует климат достаточно больших территорий. Так, видна тесная связь между измеренными величинами баланса массы ряда горных ледников Скандинавии и наиболее близко расположенного к океану ледника Фольгифонни (его северной части). На рис. 51 видно, что наименее тесная корреляция наблюдается между годовыми значениями баланса массы ледника Фольгифонни и ледника Енгабреен, расположенного на севере Норвегии, на расстоянии нескольких сот километров от Фольгифонни. В то же время между всеми величинами баланса массы ледников Южной Норвегии существует достаточно тесная связь, хотя с расстоянием и ростом континентальности климата она ухудшается. Аналогичные закономерности типичны для метеорологических параметров. Одновременно отмечается тесная корреляционная связь между составляющими баланса массы ледников и ходом метеорологических элементов на ближайших к леднику станциях. На этом основывается реконструкция баланса массы ледников.

Убедившись в том, что далеко не все ледники представляют удобный инструмент для изучения климата, среди климатически репрезентативных ледников надо отобрать еще и те, для которых имеется ряд наиболее продолжительных измерений и одновременно есть хорошие ряды реконструированных величин баланса массы. Такие данные необходимы как для пространственно-временного анализа колебаний баланса массы ледников, так и для выяснения их скоррелированности с изменениями метеорологического режима. Простые и массово измеряемые метеорологические элементы — летняя температура воздуха $t_{\text{л}}$ и количество зимних атмосферных осадков P_T — скоррелированы с приходом и расходом массы ледников. На их связи построены эмпирические схемы расчета абляции, летнего баланса массы ледников B_S и аккумуляции (годовой или только зимнего баланса B_W).

Существуют различные модификации расчетных схем, заключающиеся в том, что используются линейные или степенные связи между абляцией ледников и температурой воздуха (Ходаков, 1965; Кренке, Ходаков, 1966). Часто для вычисления средней летней температуры воздуха используются три летних месяца — с июля по август — или четыре — с июня по сентябрь. В качестве предиктора величины аккумуляции или зимнего баланса выступают средние зимние температуры воздуха (Ходаков, 1966) или количество зимних атмосферных осадков на ближайшей метеорологической станции (Liestøl, 1967; Tangborn, 1980, *Glasiologiske undersøkelser i Norge*, 1980). В каждом конкретном случае выбирается наиболее точный подход к реконструкции баланса массы ледника по данным метеорологических наблюдений. В итоге рассчитывается индекс баланса массы I_B , общее выражение для которого имеет вид

$$I_B = \alpha P_T - \beta (\gamma + \bar{t}_{\text{л}}^{\circ}(H_{\Phi}))^n,$$

где $\bar{t}_{\text{л}}^{\circ}(H_{\Phi})$ — средняя летняя температура воздуха на средней многолетней высоте фирновой границы; α , β , γ , n — эмпирические коэффициенты.

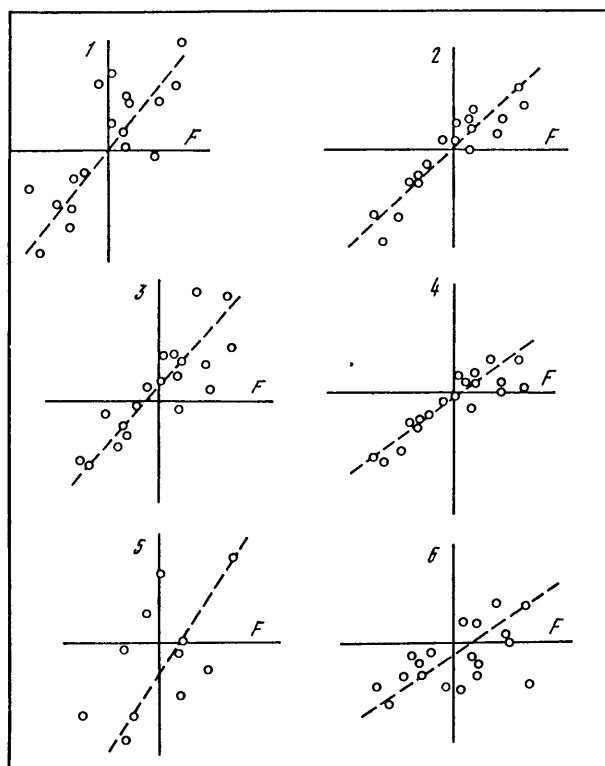


Рис. 51. Связь годовых величин баланса массы ледника Фольгфонни (F) (расчетные данные) с измеренными значениями баланса массы ледников Южной Норвегии (Glasiologiske undersøkelser i Norge, 1980, 1982)

Ледники: 1 – Альфотбреен; 2 – Хардангерйокюлен; 3 – Нигардсбреен; 4 – Стурбреен; 5 – Енгабреен (Северная Норвегия); 6 – Грасубреен

Критерием реальности того, насколько I_B отражает баланс массы ледника B_a , служит теснота связи между ними; апробация выполняется на независимом материале. Связи между I_B и B_a должны быть линейными и достаточно тесными. Это видно, например, из приведенного на рис. 51 графика связи между рассчитанными величинами I_B северной ветви ледника Фольгфонни с измеренным балансом массы ряда ледников Норвегии.

Достаточно надежные реконструкции баланса массы через его индекс выполнены для нескольких ледников Земли. При этом период времени реконструкции охватывает чуть больше 100 лет, т.е. период с начала непрерывных метеорологических измерений на предгорных метеорологических станциях. Такие известные нам реконструкции опубликованы для нескольких климатически репрезентативных ледников; краткая информация о них дана в табл. 15. Реконструкция I_B для ледника ИГАН выполнена с 1818 г., но для сопоставимости с другими ледниками мы используем данные только с 1870 г.

Задача выполненного ниже анализа состоит в том, чтобы выявить общие

Таблица 15

Данные о ледниках, для которых имеется
гляциоклиматическая реконструкция баланса массы

Ледник	Местоположение	Начало реконструкции, год	Средний баланс массы, м водн. экв.	Источник
Стурбреен	Горный массив Ютунхеймен (Норвегия)	1884	-0,21	Liestøl, 1967
Фольгелефонни	Северная часть ледника (Норвегия)	1896	-0,13	Glasiologiske undersøkelser i Norge, 1980, 1982
Большой Алецкий	Бернские Альпы (Швейцария)	1923	-0,30	Fluctuations, 1967, 1973, 1977
Джанкуат	Центральный Кавказ (СССР)	1872	-0,49	Дюргеров, Поповнин, 1981
Южный Каскадный	Северные Каскадные горы (США)	1884	-0,82	Tangborn, 1980
ИГАН	Полярный Урал (СССР)	1870	-0,13	Ходаков, 1966
Центральный Туюксу	Заилийский Алатау (СССР)	1879	+0,03	Макаревич и др., 1984

закономерности колебаний баланса массы ледников в разных районах Земли и попытаться найти общие черты этих колебаний с климатическими. В связи с этим важно представить данные в наиболее наглядном и наименее искаженном различного рода сглаживаниями виде. В то же время нельзя показать данные по балансу массы ледников в их естественной форме, поскольку годовые величины B_a в разных районах Земли, как правило, плохо скоррелированы между собой.

Удобной формой для одновременного анализа тенденции и колебаний служит интегральная разностная кривая вида $\Sigma(K - 1)$, где K — модульный коэффициент баланса массы, вычисляемый как отношение величины баланса массы за i -й год к средней за период; $K = B_{ai}/\bar{B}_a$. Из этого следует, что интегральные разностные кривые показывают направленность, тренд в многолетнем ходе баланса массы каждого ледника по отношению к среднему многолетнему значению¹. При этом цикличность также проявляется относительно этого среднего. Для всех представленных на рис. 52 ледников баланс массы был отрицательным, кроме ледника Центральный Туюксу.

В разных горных районах Земли амплитуда колебаний, начало и конец циклов несколько отличаются, но в отдельные годы или фазы и для ледников, имеющих один источник атмосферного питания, наблюдается удивительная скоррелированность параметров представленных кривых. Мы уже отмечали согласованность в колебаниях баланса массы ледников Скандинавии, но и ледники Кавказа, Альп и даже ледник Полярного Урала имеют общие тенденции. При этом очень сходна и продолжительность

¹ Средняя многолетняя величина \bar{B}_a существенно отличается при разных периодах осреднения. Здесь значение \bar{B}_a взято за наиболее продолжительный период, что позволяет сопоставить тенденции баланса массы в разных районах.

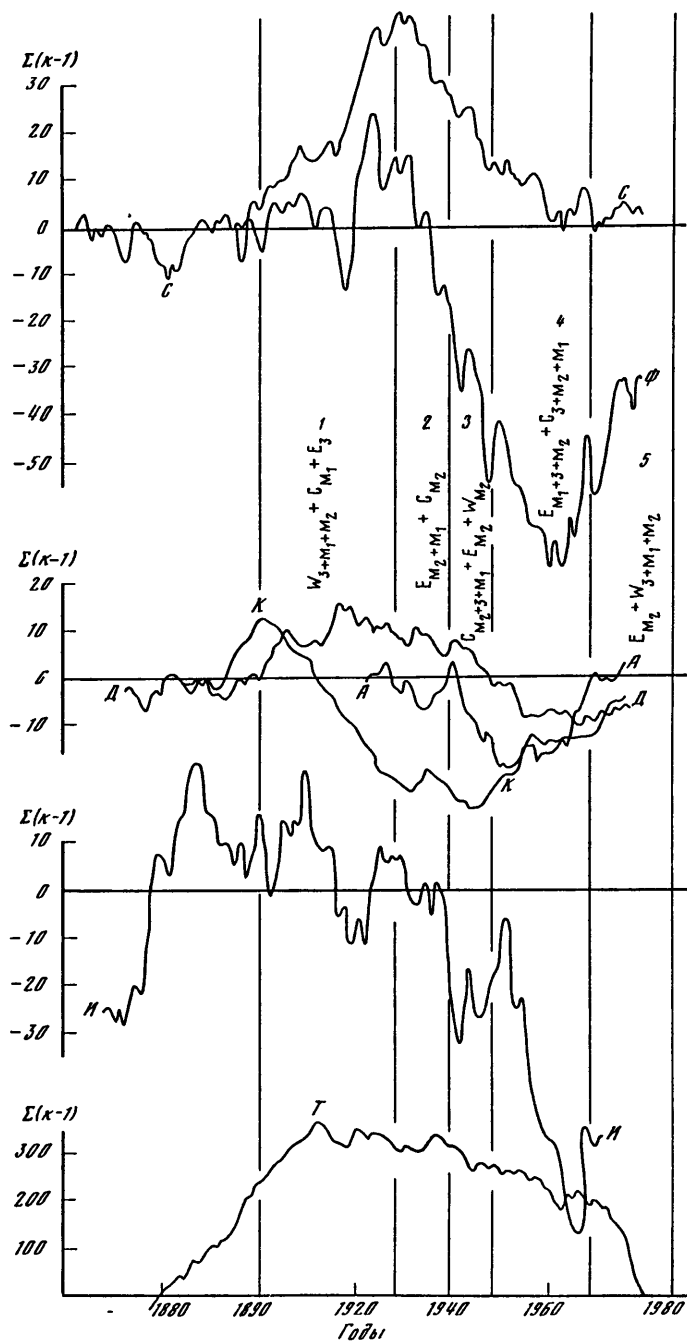


Рис. 52. Тенденция и колебания баланса массы ледников, представленные в виде интегральных разностных кривых

Обозначения ледников: С – Стурбреен; Ф – Фольгифонни; А – Большой Алевский; Д – Джанкуат; К – Южный Каскадный; И – ИГАН; Т – Центральный Туяксу. 1–5 – индексы атмосферно-циркуляционных эпох (Гирс, 1971)

крупных периодов, или ветвей, на всем протяжении кривых. В то же время баланс массы ледников Тихоокеанского сектора (Южный Каскадный) и континентального типа питания (Центральный Туяксу) имеет существенные отличия от баланса ледников морского типа питания Атлантического сектора.

За период с конца прошлого века к началу текущего (для оледенения Евразии — к первой трети) отмечается увеличение амплитуды колебаний баланса массы в области его значений, близких к средним. Этот период характеризовался и ухудшением климатических условий, в частности большими аномалиями погоды. Большинство ледников Альп, Кавказа и даже гор Средней Азии испытало кратковременное наступание. Об этом свидетельствуют невысокие конечноморенные валы, оставленные ледниками в 1910–1930 гг. До 1928 г. преобладали типы преимущественно западной атмосферной циркуляции (Гирс, 1971). Они благоприятны для стабилизации баланса массы ледников, и с их преобладанием связано наступание ледников. К концу этой эпохи участились проявления типов меридиональной циркуляции атмосферы в северном полушарии E и $C(M_1$ и M_2 — для западного полушария). К концу 20-х годов благоприятная для ледников эпоха сменилась на продолжительный 30–40-летний период стабилизации этих меридиональных типов атмосферной циркуляции. Этот период продолжался до середины — конца 60-х годов и был крайне неблагоприятен для режима ледников практически во всех горно-ледниковых районах Земли. Однако неблагоприятная ситуация для ледников входит в понятие хорошего климата. В связи с этим уместно вновь вспомнить высказывание Ф. Мюллера (1982) о том, что период с 1920 по 1960 г. и даже по 1970 г. был периодом необычайно ровной и приятной погоды в северном полушарии.

Но в начале 50-х годов у Большого Алецкого ледника наметилась тенденция к улучшению состояния баланса массы. На несколько лет позже стабилизировались и ледники Скандинавии, судя по ледникам Фольгифони и Стурбреен, а еще через несколько лет и ледники Кавказа, судя по исследованиям на Джанкуате, начали набирать массу (относительно низшего за столетие уровня). Через несколько лет после того, как Большой Алецкий ледник отреагировал на смену атмосферно-циркуляционных эпох, к середине 60-х годов увеличилось число наступающих ледников в Альпах (Швейцария) и в настоящее время продолжает расти (Мюллер, 1982). Ледники Кавказа также начали наступать, но с некоторым запозданием, о чем свидетельствуют слабое продвижение ледника Большой Азау (Мартышев, 1983) и отмеченное в 1984 г. начавшееся наступание ледника Безенги.

Преобладающие в северном полушарии сочетания преимущественно меридиональных и восточных форм циркуляции атмосферы отразились особенно ярко в балансе массы ледников морского типа питания. Единственный представитель ледников континентального типа питания — ледник Центральный Туяксу, данные о котором используются в нашем анализе и на рис. 52, проявил более слабую отрицательную тенденцию за тот же период. Но когда в начале 70-х годов отчетливо проявилась тенденция к улучшению состояния ледников морского типа питания в связи с ростом повторяемости западных и зональных (в западном полушарии) форм атмосферной циркуляции, ледник Центральный Туяксу в течение ряда

лет имел крайне отрицательный баланс массы, что объясняется преобладанием меридиональной формы атмосферной циркуляции типа С над Казахстаном и связанным с этим иссушением климата (Makarevich, 1983).

Тенденция в изменении баланса массы Южного Каскадного ледника и ледников Скандинавии и Альп во многом сходна, но смена знака направления тенденции происходит раньше, чем у последних; ухудшение состояния Южного Каскадного ледника отмечается с 1901 г., а улучшение — с 1945 г. Его баланс массы не испытывает таких резких межгодовых колебаний, как у упомянутых выше ледников Скандинавии и Альп.

Заслуживает внимания амплитуда короткопериодических колебаний. В том, что она особенно велика у ледников Скандинавии. Полярного Урала, Альп и в меньшей степени — Кавказа, можно усмотреть связь с межгодовой изменчивостью условий питания атмосферными осадками этих ледников, находящихся под влиянием Атлантики. Неясна причина малых межгодовых колебаний баланса массы Южного Каскадного ледника. Видимо, это связано с постоянством путей циклонов, близостью ледника к источнику атмосферного питания и, следовательно, с малой изменчивостью величины годовой аккумуляции снега от года к году.

Крупные ветви в циклических колебаниях баланса массы ледников отражают инерционность макросиноптических процессов. Средняя продолжительность каждого устойчивого состояния баланса массы ледников, а следовательно и климата, составляет около 30 лет. Такая инерционность и скоррелированность продолжительных состояний баланса массы ледников с крупными атмосферно-циркуляционными эпохами имеют первостепенное значение для прогноза.

Очередное устойчивое состояние баланса массы ледников закончилось в начале 60-х годов, и в ближайшие 30 лет можно ожидать увеличения массы ледников, что уже и наблюдается у ледников морского типа питания. Это одновременно означает ухудшение климата, что также отмечается на огромных территориях в северном полушарии. Одновременно необычайно сильно проявляются аномалии погоды.

Отмеченное улучшение состояния ледников подтверждает наше предположение о тенденции к естественному похолоданию, основанное на изучении тренда и флуктуаций содержания изотопа кислорода ^{18}O в ледяном керне Центральной Гренландии (Гросвальд, Котляков, 1978). Этот прогноз, сделанный на основе полученных около 15 лет назад результатов, подтверждается и направленностью баланса массы ледников, представленного интегральными кривыми на рис. 52. В то же время не подтверждается прогноз на глобальное потепление, связанное с парниковым эффектом (Будыко и др., 1978). Возможно, что антропогенное загрязнение и рост содержания CO_2 в атмосфере еще не достигли климатически опасного уровня, во всяком случае, естественные тенденции, отмеченные посредством внешнего массообмена ледников, пока преобладают.

Очевидно, баланс массы отдельных достаточно крупных, а главное, климатически репрезентативных ледников отражает реальное состояние климата, его тенденцию и колебания. Видимо, характеристики массообмена таких ледников и они сами могут рассматриваться как своего рода реперные климатические станции, естественные природные интеграторы локальных, региональных и глобальных показателей климата.

Оценка современного состояния климата нашей планеты базируется на измерениях метеорологических параметров, производимых целой сетью метеорологических станций, размещенных на поверхности планеты. Прогноз климата осуществляется на основе этой информации, которая должна иметь также достаточно длительное обеспечение во времени (не менее 30 лет). Иначе говоря, используются пространственно-временные ряды наблюдений. В последние десятилетия применяется ряд косвенных методов и подходов для оценки состояния климата как локального, так и регионального (например, по биоклиматической индикации, по анализам изотопного состава различных природных образований, законсервированных в ледниковых покровах Антарктиды и Гренландии океанических или атмосферных осадках и др.). Ресурсные космические спутники дают возможность косвенных оценок современного состояния погоды и климата в глобальном масштабе, например, по температуре поверхности Мирового океана и суши (Бейкер, 1984).

Снежный покров суши и ледяной покров морских и пресных водоемов также относятся к наиболее ярким и динамичным характеристикам текущего состояния погоды, а при многолетних наблюдениях за их становлением и разрушением из космоса эти объекты следует относить к разряду наиболее перспективных в задаче изучения и прогноза глобального климата (ICEX, 1979). Например, получены хорошие прогностические связи между такими показателями, как колебания площади снежного покрова в Евразии, и колебаниями количества осадков в Индии. Степень распространения снежного и ледяного покровов определяет количество поглощенной солнечной радиации в глобальном масштабе. Так, потери радиационного тепла за отдельные сутки в течение 1969–1974 гг. колебались от $7,33 \cdot 10^9$ до $8,8 \cdot 10^9$ Дж/сут, при соответствующей суммарной площади снежного и ледяного покровов от 33 до 38 млн. км² (ICEX, 1979). Однако имеются ограничения в использовании такого рода информации, поскольку снежный покров на суше — явление сезонное, а ледяной покров в течение всего года приурочен к самым высоким широтам и находится на большом расстоянии от центров цивилизации.

Возможно, по указанным причинам горные ледники могут служить незаменимыми объектами климатического мониторинга, причем не только регионального, но и глобального. Могут быть различными подходы в применении климатодиагностических свойств горных ледников. Наблюдения за глобальными изменениями положения переднего фронта ледников, какие ведутся, например, наземными способами на ледниках Швейцарии уже более сотни лет (Мюллер, 1982), очевидно, указывают на общеклиматическую тенденцию, сильно осредненную во времени. Пока неясен период такого осреднения для отдельных ледниковых систем, тем более для всей горно-ледниковой системы Земли.

Но такие климатически обусловленные характеристики, как обмен массы ледников (сумма абсолютных значений B_W и B_S) или баланс массы ледников (алгебраическая сумма B_W и B_S), прямо скоррелированы с условиями погоды, а в многолетнем ходе они отражают тенденцию и циклические колебания климата. Абляция ледников находится в полном

соответствии с приходом солнечного тепла, а аккумуляция на этом закономерном фоне проявляется часто как своеобразный "шум". При этом даже не столь важна такая характеристика, как количество выпадающих на ледники твердых атмосферных осадков. Главное для пространственного глобального анализа — время максимума концентрации и неравномерность выпадения осадков в течение года. Как показала Ц.А. Швер (1984), максимум концентрации осадков в их годовом ходе на территории СССР применительно к районам современного оледенения изменяется следующим образом: на Кавказе максимум приходится на третью декаду апреля, на Памире — от второй декады февраля до третьей декады марта в зависимости от района. Тянь-Шань представляет в этом отношении крайне неоднородную горно-ледниковую систему: здесь максимум атмосферных осадков варьирует с запада на восток и в глубь горной страны от третьей декады марта до середины — конца июня. Для территории, на которой расположены горные поднятия Алтая и Саян, максимум концентрации атмосферных осадков приходится на конец июля — начало августа, на Камчатке — на середину октября. Полярный Урал относится к зоне с максимумом осадков в сентябре. Все эти закономерности характерны для равнинных территорий. Но необходимо отметить, что указанные особенности установлены в пределах предгорных равнин и среднегорий.

В горно-ледниковых районах, в частности на ледниках, пестрота пространственного распределения осадков и времени максимума их выпадения значительно сложнее, чем на равнине. Очевидно, по этой причине аккумуляция снега на ледниках создает необозримую пестроту в современном пространственном распределении баланса массы ледников. Она же и создает тот "шум", который так затрудняет выяснение закономерностей современного режима ледников. Количество атмосферных осадков и аккумуляция снега на ледниках навсегда взаимосвязаны. Более того, зачастую сведения об аккумуляции представляют единственно достоверную оценку количества атмосферных осадков, выпадающих в горах, как функции высоты места. В общем случае можно указать несколько высотных уровней, на которых аккумуляция снега наиболее тесно скоррелирована с количеством выпадающих осадков. Это уровень среднего положения фирновой границы на леднике и высокие платообразные поверхности области питания крупных ледников (Дюргеров, Урумбаев, 1977). Но и весь ледник, если он достаточно большой и расположен в широком диапазоне высот, представляет собой естественный осадкомер, и средняя аккумуляция снега на нем, пожалуй, служит наиболее достоверной оценкой количества атмосферных осадков.

ПОДХОДЫ К ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОМУ АНАЛИЗУ КОЛЕБАНИЙ БАЛАНСА МАССЫ ЛЕДНИКОВ

Главной причиной колебаний баланса массы отдельных ледников мы считаем изменчивость поля атмосферных осадков в пространстве и времени. Сдвиг путей циклонов или пика атмосферных осадков в их годовом распределении, смена типов атмосферной циркуляции в глобальном и региональном масштабах — все это многочисленные причины, определяющие пространственную и временную изменчивость баланса массы ледников

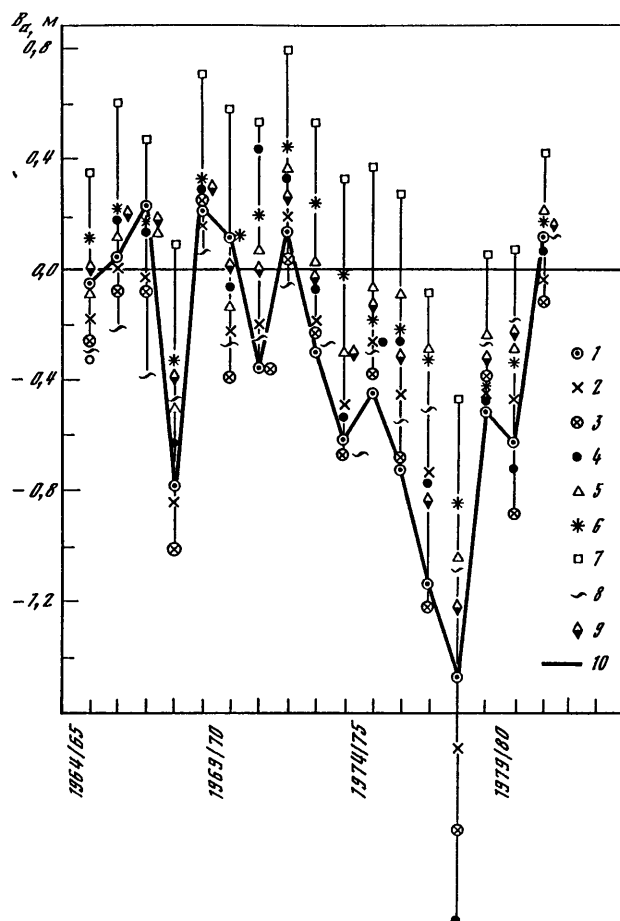


Рис. 53. Колебания баланса массы ледников бассейна Центральный Туяксу (Ледники Туяксу, 1984)

1 — Центральный Туяксу; 2 — Иглы Туяксу; 3 — Молодежный; 4 — Маметовой; 5 — Орджоникидзе; 6 — Маяковского; 7 — Партизан; 8 — Висячий; 9 — Космодемьянской; 10 — линия, соединяющая величины баланса массы ледника Центральный Туяксу

Земли, как абсолютную, так и относительно отдельных регионов или ледниковых систем (Alt, 1978; Makarevich, 1983). Локальная изменчивость аккумуляции, как это показано выше, определяет несинхронность колебаний баланса массы соседних ледников (рис. 53).

Региональные колебания баланса массы. Каждой горно-ледниковой системе присущи специфические черты, определяющие пространственную изменчивость баланса массы. Они связаны с особенностями рельефа и расположением территории по отношению к влагонесущим потокам. В наиболее простом случае отмечается снижение синхронности колебаний баланса массы при увеличении расстояния от периферии к центру горно-леднико-

вой системы, как это отчетливо проявляется для ледников Скандинавии (см. рис. 52). На рисунке видно, как по мере удаления от ледника Фольгифонни с наиболее "морским" типом питания в сторону континента уменьшается корреляция между значениями баланса массы ледников.

Однако расстояние лишь формально проявляет более общую, генетическую закономерность в снижении синхронности колебаний баланса массы ледников. Так, полная асинхронность в короткопериодических колебаниях баланса массы ледников гор Средней Азии (ледники Центральный Туяксу, Абрамова) и Кавказа (Джанкуат, Марух) связана с различиями в проявлении крупномасштабных атмосферно-синоптических процессов. В 1968–1969 и 1971–1972 гг. ледники Кавказа имели аномально отрицательный баланс массы, а ледники гор Средней Азии – аномально положительный (Ледник Джанкуат, 1978; Ледник Абрамова, 1980; Ледники Туяксу, 1984). Внутри отдельных регионов наблюдаются совершенно разные закономерности в пространственной изменчивости баланса массы. В пределах гор Норвегии синхронность выше, чем на Кавказе. А на Памире (вместе с Гиссаро-Алаем) пространственная изменчивость баланса массы охватывает огромный диапазон значений, соответствующий изменяющемуся с запада на восток количеству атмосферных осадков от 3000 до 300 мм. В этом случае определяющую роль играет расположение хребтов по отношению к влагонесущему потоку и их относительная высота.

Если сопоставить данные о балансе массы ледников различных регионов, расположенных на разном удалении от источника океанической влаги, то можно заметить, что возрастает роль летних, преимущественно внутримассовых, осадков в питании ледников. Следствием этого является возрастание роли летнего баланса массы в годовом балансе. Это отчетливо видно по данным многолетних исследований на леднике Центральный Туяксу, а для северных склонов Гималаев летний баланс полностью определяет величину и знак годового баланса массы, судя по результатам измерений на леднике Рикха Самба (Fujii и др., 1976).

Пространственно-временной анализ составляющих баланса массы на уровне регионов является сложной задачей, и для ее решения пока мало данных прямых измерений, поэтому межрегиональные исследования проводятся преимущественно на сопоставлениях данных, полученных на отдельных ледниках (Reynaud и др., 1984). Одновременно ведется поиск методов косвенного определения баланса массы на уровне ледниковых систем, и в этом направлении достигнуты значительные успехи, хотя пока получены только нормы составляющих баланса массы на фиксированном уровне высоты фирновой линии (Кренке, 1982). В работе А.Н. Кренке представлены карты этих норм, демонстрирующие большое разнообразие гляциоклиматических условий по регионам и в общем для всей территории СССР. Такая пестрота воздвигает, на первый взгляд, непреодолимые препятствия на пути глобального пространственно-временного анализа баланса массы ледников, в особенности в изучении колебаний ледниковой системы Земли в целом или северного полушария. Действительно, существует ли принципиальная возможность проанализировать состояние всей ледниковой системы Земли, оценить ее современный средний баланс массы, выяснить вероятный диапазон колебаний?

Глобальные колебания баланса массы. Стохастическая природа поля атмосферных осадков и аккумуляции снега на ледниках и связанная с этой природой большая пространственная изменчивость баланса массы ледников на всех уровнях (от локального до глобального) позволяют рассматривать массообмен ледников как случайный процесс, обладающий определенными эргодическими свойствами. Решение задачи пространственно-временного анализа баланса массы ледников может развиваться по пути применения эргодической теории (Биллинглей, 1969). Имеется ряд свидетельств того, что природные явления и процессы водного и ледового массообмена (сток рек, баланс массы) имеют выраженные эргодические свойства (Калинин, 1966; Виноградов, Лориус, 1972). Одно из видимых проявлений эргодического свойства заключается в равенстве средних величин по времени и пространству в пределах некоторых фиксированных границ, удовлетворяющих условиям однородности и изотропности. В отдельных случаях отмечается более сильная эргодичность, вплоть до совпадения законов пространственного и временного распределения процессов и явлений. Тем не менее нет строгих доказательств того, что какая-либо природная система эргодична. Такие строгие доказательства вряд ли возможны для открытых всем внешним воздействиям природных систем. В большинстве задач достаточно удовлетвориться видимым соответствием эмпирических законов распределения характеристик явлений и процессов, а иногда простое равенство средних по пространственному и временному ряду является хорошим основанием для оценки состояния или прогноза.

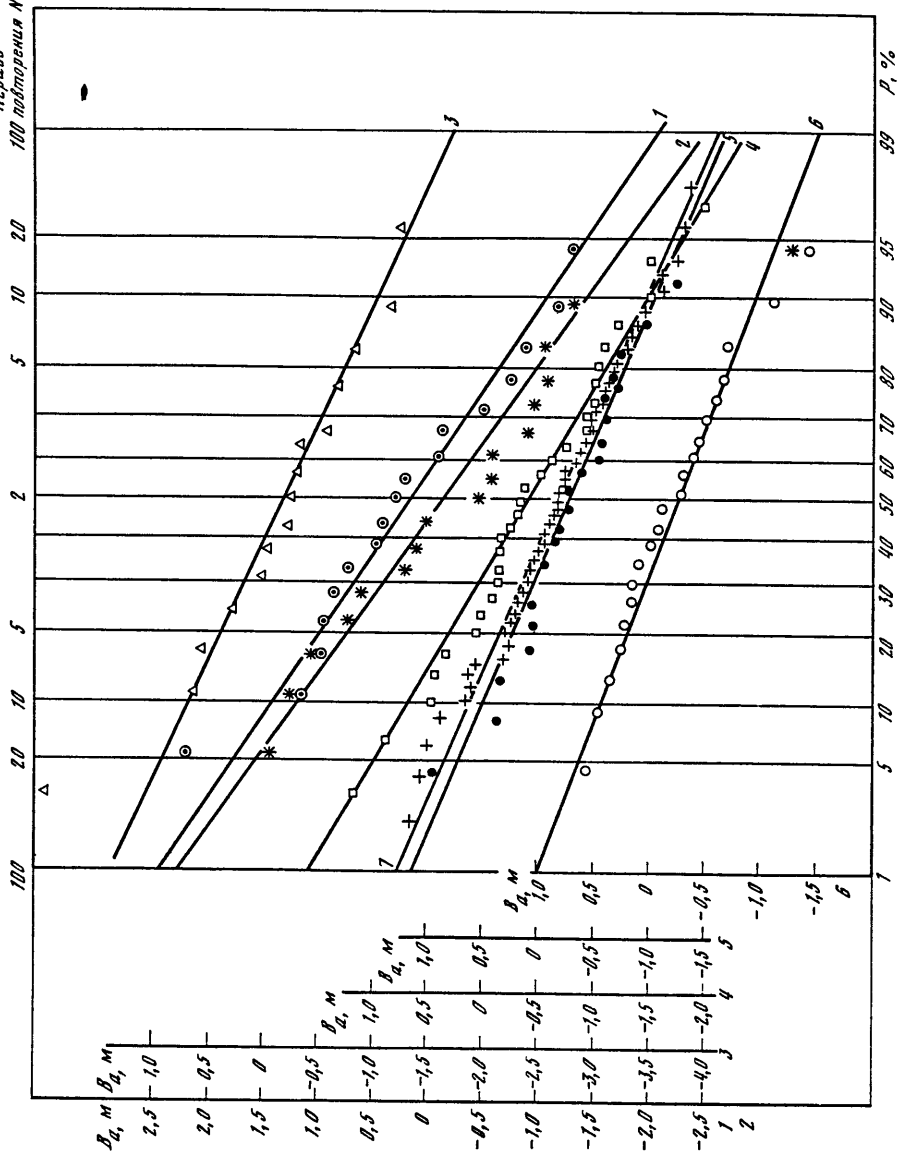
Если указанные соответствия действительно подтверждаются, то, во-первых, имеется формальное основание выполнять операции расчета прогнозного направления; во-вторых, появляется уверенность в правильности наших представлений о закономерностях исследуемого природного процесса, а это важнейшее условие разработки моделей для перехода от гипотез к теории в общем развитии науки (Дородницын, 1982).

Справедливо высказывание Г.П. Калинина о том, что для каждого конкретного природного явления и процесса следует искать свои пути, вернее, проводить специальное изучение эргодического свойства и что не может быть общего решения или доказательства подобия законов распределения по пространству и времени (Калинин, 1966).

Рассмотрим результаты исследования и применения эргодического свойства внешнего массообмена ледников Земли как косвенной оценки глобального климата. Физическая, причинная связь между балансом массы ледников и климатом, а также стохастическая природа баланса массы проанализирована выше. На первом этапе необходимо убедиться в отсутствии или слабой синхронности изменений баланса массы ледников по территории. Проведенный выше анализ синхронности колебаний баланса массы ледников в разных районах показал, что такая синхронность может проявиться только за достаточно продолжительные периоды времени, соизмеримые со сменой атмосферно-циркуляционных эпох. За годовые интервалы времени, которые являются природными циклами и с которыми согласуется основной годовой цикл колебаний массы ледника, практически никакой синхронности выявить не удастся.

Убедительным доказательством слабой скоррелированности годовых значений баланса массы ледников может служить сводка данных по бас-

Период
100 повторения N-лет



сейну р. Малой Алматинки, где на площади около 19 км² находится десять ледников (см. рис. 53). Из этих данных видно, что только в аномально засушливый период с резко отрицательным балансом массы ледника Центральный Туюксу все десять ледников бассейна имели также аномально отрицательный баланс массы. В отдельные годы, особенно при близких к норме условиях, связь между величинами баланса массы даже близко расположенных ледников отсутствует. Мы уже объясняли этот факт тем, что все ледники по-разному реагируют на общую климатическую тенденцию в силу большого влияния на их режим и баланс локальных факторов. Только немногие ледники Земли, на которых в настоящее время ведутся наблюдения, климатически репрезентативны и могут привлекаться в качестве достоверных источников анализа. Таким образом, данные о балансе массы нескольких ледников Земли, расположенных в разных ледниковых и климатических районах и имеющих наиболее продолжительный ряд наблюдений за балансом массы, использованы для вероятностного пространственно-временного анализа, основанного на предположении о наличии эргодического свойства внешнего массообмена ледников.

Удобной формой пространственно-временного анализа служат кривые обеспеченности, построенные по рядам измеренных величин баланса массы (рис. 54). По оси абсцисс отложены величины обеспеченности P , % (вероятности непревышения заданной величины), рассчитанные по форму-

ле
$$P = \frac{n}{m - 1} \cdot 100\%,$$
 где n — порядковый номер в убывающем ряду вели-

чин баланса массы; m — количество лет наблюдений. В связи с тем, что по оси абсцисс шкала нелинейная, а представляет собой проекцию кривой плотности распределения нормального закона (закона Гаусса), заслуживает внимания тот факт, что эмпирические точки для всех ледников вполне удовлетворительно аппроксимируются прямыми линиями. Тем самым установлено, что эмпирические законы временного распределения годовых значений баланса массы всех избранных ледников подчиняются одному закону. Это очень важный вывод, свидетельствующий о единстве пространственной и временной природы процессов, формирующих внешний массообмен ледников. По крайней мере, это справедливо в диапазоне обеспеченностей от 5 до 95%; короткие ряды наблюдений за составляющими баланса массы ледников не позволяют распространять вероятностные кривые в область редких повторяемостей. В этой области обращают на себя внимание сильно отскакивающие точки для отдельных ледников. Они соответствуют аномальным значениям баланса массы как в положительной, так и в отрицательной области. Однако на их основании было бы неверно сомневаться пока в законе распределения или пытаться аппроксимировать

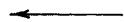


Рис. 54. Диапазон колебаний годовых величин баланса массы (B_a) отдельных репрезентативных ледников, представленный в виде интегральных кривых вероятности (обеспеченности)

Ледники: 1 — Нигардсбеен; 2 — Южный Каскадный; 3 — ИГАН; 4 — Стур; 5 — Хинтерайсфернер; 6 — Центральный Туюксу; 7 — данные о пространственном распределении баланса массы 49 ледников различных районов Земли за 1970/71 балансый год

эмпирические точки другим, например трехпараметрическим, распределением. Видимо, по причине коротких рядов наблюдений, не охватывающих хотя бы один полный цикл колебаний баланса массы (см. рис. 51), эти отскакивающие значения выглядят как аномальные. При ряде наблюдений порядка 100 лет такие точки должны лечь на аппроксимирующую прямую.

Мы сдвинули шкалы по оси ординат (на ней отложены величины баланса массы ледников в метрах водного эквивалента), чтобы все прямые и точки не слились в одну полосу. Такое слияние данных по всем исследуемым ледникам разных климатических районов Земли говорит о сильной, на уровне соответствия законов пространственного и временного распределения, эргодичности баланса массы ледников.

Для такого пространственно-временного анализа было бы грубой ошибкой использовать все опубликованные данные по балансу массы ледников без отбора. Это очевидно из того, что наибольшая плотность наблюдений приходится на ледники Южной Норвегии, Альп, гор северо-западной части США и Канады. А близко расположенные климатически репрезентативные ледники синхронно реагируют на аномальные климатические условия и синхронно отражают тренд климата, несмотря на то что в отдельные годы соседние ледники разных форм и размеров реагируют неоднозначно на колебания климата, как это было отмечено для ледников бассейна Малой Алматинки (Ледники Туяксу, 1984). Поэтому доля отрицательных или положительных значений зависела бы от того, какие климатические условия сложились в конкретном году в одном из районов, представленном небольшим количеством ледников. Иными словами, для построения пространственных кривых обеспеченности, например по большому количеству ледников, надо специально подбирать исследуемый ряд, иначе говоря, формировать выборку. Так, можно отбирать по одному достаточно климатически репрезентативному леднику в каждом районе или вводить весовую характеристику, например учитывать площадь оледенения системы. Возможно, правильнее вводить в общий ряд количество ледников из каждой системы в зависимости от параметра изменчивости баланса массы или степени неоднородности поля атмосферных осадков в пределах горной системы, например, такую характеристику, как коэффициент вариации.

ВОЗМОЖНОСТИ ГЛОБАЛЬНОГО ПРОГНОЗА

Для анализа были отобраны данные измерений баланса массы 49 ледников из районов оледенения Альп, Кавказа, гор Скандинавии и северо-запада США и Канады, Канадского Арктического архипелага, Новой Зеландии (Южные Альпы), Памира, Алтая, Тянь-Шаня, Камчатки, горных ледников Антарктиды (Fluctuations..., 1967, 1973, 1977). По данным о балансе массы за 1970–1971 гг. построена кривая обеспеченности, представленная на рис. 54. Мы видим, что через все 49 точек, представляющих баланс массы ледников Земли, можно провести прямую линию. Это опять свидетельствует о единстве законов распределения баланса массы разных ледников Земли в пространстве и во времени, т.е. снова обнаруживается подобие законов пространственного и временного распределения.

Еще один интересный факт: наклон всех прямых очень близок, т.е.

близки величины дисперсии всех рядов баланса массы, как пространственных, так и временных¹.

Очевидно, потребуется еще много дополнительной информации и, вероятно, проведение специальных работ для полного понимания этих удивительных фактов. Пока лишь мы первоначально охарактеризуем климатический смысл установленных явлений.

Очевидно, баланс массы ледников отражает региональные климатические условия. Об этом свидетельствуют огромные различия в величинах массообмена ледников Земли. В то же время каждый ледник через значения баланса массы отражает колебания метеорологических параметров, которые имеют в общем случайный характер, но природа этих колебаний для всех ледников Земли также одинакова.

Ледники одних регионов Земли имеют положительный баланс массы, других регионов – отрицательный. В целом баланс массы единой ледниковой системы Земли характеризуется следующим: 50%-ной обеспеченности соответствует отрицательное значение баланса. Можно было бы говорить о том, что это можно одинаково объяснить как уменьшением количества осадков, так и общим потеплением, продолжающимся непрерывно несколько десятилетий. Однако такое заключение имеет серьезное возражение. Дело в том, что крайне сомнительно и даже маловероятно, чтобы уменьшение количества осадков происходило по всей территории Земли. Этому, кстати, противоречит большинство данных прямых метеорологических измерений. Количество атмосферных осадков изменяется от региона к региону, но их общее количество, выпадающее на поверхности Земли за год, скорее всего, остается постоянным; меняется соотношение между количеством твердых и жидких осадков.

Следовательно, можно констатировать, что ледниковая система Земли продолжает пока еще отражать период глобального потепления климата. Этот вывод не противоречит тому, что говорилось выше при анализе интегральных разностных кривых баланса массы ледников. Просто период потепления относительно какого-то очень продолжительного по времени стационарного климата, которому соответствует и стационарный режим ледников, еще переживает свой оптимум.

Если действительно вся ледниковая система Земли, о которой мы судим по распределению годовых величин баланса массы на климатически репрезентативных ледниках, отражает глобальное состояние климата в соответствии с определенным законом (пока можно полагать, что это нормальный закон), то неизбежны вытекающие отсюда последствия.

Наблюдения за балансом массы на таких климатически репрезентативных ледниках (или на очень большом числе ледников, представляющих все ледниковые районы Земли в определенных весовых соотношениях) дают оценку состояния климата планеты за годовые интервалы времени. Накапливающийся ряд таких наблюдений несет важную информацию о тенденции развития климата Земли.

¹ Различия в угле наклона кривой обеспеченности для Южного Каскадного ледника объясняются тем, что ледники тихоокеанского сектора питания раньше начали реагировать на современную тенденцию к потеплению и доля отрицательных величин баланса массы в общем ряду наблюдений больше относительно ледников атлантического сектора питания.

Помимо оценки текущего состояния, имеется возможность прогнозировать вероятное состояние баланса массы ледниковой системы Земли. Если действительно наклон прямой на рис. 54 сохраняется в пределах какого-то достаточно узкого диапазона (полоса шириной порядка 10%), то смещение прямой вверх или вниз параллельно этой полосе свидетельствует об изменении климата всей планеты. При этом такое изменение интерпретируется следующим образом. Смещение прямой вниз свидетельствует об общем улучшении климата. Смещение прямой вверх говорит об ухудшении климата. Такой качественный прогноз можно перевести в числовое выражение через количество атмосферных осадков и температуру воздуха или суммы поглощенной солнечной радиации.

Большой интерес представляет в глобальном масштабе анализ тех лет, когда меняется угол наклона прямой (см. рис. 54). В том случае, если он становится круче, это интерпретируется как возрастание амплитуды колебаний баланса массы системы и в свете изложенного выше свидетельствует о сильных климатических аномалиях в масштабе планеты. В этой связи особый интерес представляют еще неопубликованные данные изменений баланса массы ледников Земли за последние годы, особенно богатые такими климатическими аномалиями.

Выводы. Исследование взаимодействия оледенения с океаном и атмосферой как части климатической программы выдвигает ряд проблем в изучении ледников. По мере исследования все чаще встают вопросы: какую дополнительную информацию может дать изучение баланса массы ледников, их внешнего массообмена в проблеме изучения климата Земли или в прогнозе колебаний климатических параметров, или даже в прогнозе погоды и чем могут дополнить наше представление о климате и его колебаниях наблюдения за внешним массообменом ледников?

Прежде всего, не каждый ледник может отражать региональные, а тем более глобальные колебания климатических параметров, т.е. быть своеобразным климатическим репером. Только некоторым ледникам свойственно такое качество. Оно заключается в особенностях пространственного распределения величин баланса массы по площади ледника и во временном подобии этого распределения. Пространственное распределение проявляется в форме массбалансовой кривой. В ее нижней части, вплоть до высоты границы питания, изменение баланса массы по высоте должно быть тесно скоррелировано с высотным распределением затрат тепла на таяние. Выше границы питания, в фирновом бассейне ледника, изменение баланса массы по высоте определяется преимущественно зимним балансом ледника, и поэтому балансовая кривая должна быть тесно скоррелирована с кривой связи количества атмосферных осадков с высотой. При выполнении этих двух условий ледник, его баланс массы, может считаться климатически репрезентативным.

Результаты многолетних измерений баланса массы, дополненные реконструкцией за несколько десятков предыдущих лет, дают информацию, которая может иметь самостоятельное климатическое значение. Тенденция в изменении баланса массы ледников отражает климатическую тенденцию, имеющую общие, глобальные закономерности и региональные особенности. Если проследить тенденцию внешнего массообмена ледников, баланса массы как интегрального отражения хода метеорологических

условий за годовые интервалы времени в течение прошедших 100 лет, то можно отметить общую закономерность — рост баланса массы всех репрезентативных ледников до 20–30-х годов XX столетия (по отношению к средней величине баланса за этот период). При этом климатические условия с конца прошлого века до начала 20–30-х годов можно качественно характеризовать как неблагоприятные для сельского хозяйства.

С 20–30-х годов по 50-е годы текущего столетия баланс массы испытывал почти повсеместно тенденцию к понижению, при этом ледники отступали с возраставшей скоростью и быстро теряли массу. Климатические условия были крайне благоприятны для сельского хозяйства. Это был период ровной, устойчивой погоды для всех районов северного полушария.

Начиная с 60-х годов отмечается всеобщая тенденция к повышению массы ледников: баланс массы испытывает тенденцию относительного роста по отношению к его отрицательной величине за весь 100-летний период (хотя при этом отрицательные величины продолжают преобладать). За этот же период времени климат, по крайней мере в северном полушарии, характеризуется большими аномалиями метеорологических параметров. Одновременно отмечается некоторое похолодание.

Баланс массы репрезентативных ледников испытывает колебания, которые отражают колебания метеорологических параметров. Ледники с ярко выраженным морским питанием, расположенные в атлантическом секторе питания (Альпы, Скандинавия), в течение 2–3 лет меняют тенденцию в изменениях баланса массы от положительной к отрицательной.

С ростом континентальности климата скорость изменения тенденции накопления массы уменьшается (ледник Центральный Туюксу). Здесь климатические условия изменяются медленнее, чем в морском климате.

Состояние годового баланса массы репрезентативных ледников в различных горно-ледниковых районах Земли может дать независимую информацию о климате и о колебаниях условий погоды в глобальном масштабе. Глобальный пространственно-временной анализ баланса массы ледников Земли обнаружил единство их законов распределения. Этот закон оказался близок к нормальному и отражает общность природных процессов, определяющих колебания баланса массы ледников и метеорологических параметров климата. В основе указанного общего процесса, видимо, лежит стохастическая природа глобального поля атмосферных осадков, которая фиксируется макро- и мезомасштабными синоптическими процессами и регистрируется ледниками через колебания величин аккумуляции и зимнего баланса массы.

Установленное соответствие пространственно-временных законов распределения баланса массы свидетельствует о выраженном свойстве эргодичности внешнего массообмена ледников, что открывает реальные перспективы в моделировании прогнозных ситуаций — через баланс массы ледников к климату. Так, изменения угла наклона вероятностных кривых (кривые обеспеченности) могут интерпретироваться как "ухудшение" или "улучшение" климатических условий или как возрастание абсолютной амплитуды колебаний метеорологических параметров.

Таким образом, данные о годовых величинах баланса массы, полученные в самых разных горно-ледниковых районах мира, можно использовать для получения представления о климатических условиях Земли.

ВЛИЯНИЕ ОТДЕЛЬНОГО ЛЕДНИКА НА КЛИМАТ

Начиная с 1982 г. Институт географии АН СССР и Ленинградский университет выполняют многолетнюю совместную программу по оценке влияния ледников различных типов на климат. Эта программа является частью проекта Секции гляциологии Межведомственного геофизического комитета "Взаимодействие оледенения с океаном и атмосферой". Программа осуществляется путем постановки совместных теплобалансовых, стандартных метеорологических, аэрологических и массбалансовых наблюдений последовательно на долинных ледниках (Голубина в Киргизском хребте, Туюксу в Заилийском Алатау), полярных ледниковых куполах (купол Вавилова на Северной Земле), а в последующем будет продолжена и на других типах ледников.

Уже сейчас результаты исследований по этой программе, а также метеорологические исследования, проведенные на ледниках в разных географических районах в периоды МГГ, МГД и в последующие годы, позволяют составить представление о формировании радиационного и теплового балансов ледниковой поверхности, особенностях мезо- и микроклимата или ледниками и в непосредственной близости от них при разных условиях погоды, синоптических процессах и формах циркуляции. На основе этих данных можно попытаться оценить влияние ледника на метеорологический режим приледникового слоя воздуха, а через него и на климатические параметры. При этом следует помнить, что прямые и обратные связи во взаимодействии ледника с климатом сложны и во многих случаях их трудно выделить в чистом виде.

Воздействие ледника как особого вида деятельной поверхности определяется его характерными особенностями, проявляющимися в теплое время года, а именно: высоким и изменчивым альбедо, повышением температуры поверхности лишь до 0° и дальнейшим использованием поступающей энергии на таяние и испарение снега и льда. При этом у поверхности образуется пленка холодного воздуха и при наличии уклона происходит его гравитационный сток, которому способствует малая шероховатость поверхности; на ледниках в отличие от других видов земной поверхности турбулентный поток тепла из воздуха представляет приходную статью теплового баланса.

Однако справедливо и утверждение А.Х. Хргиана (1938), что микроклимат ледника представляет собой наилучший пример "несамостоятельного" микроклимата, особенно в применении к горным ледникам небольших размеров. Значительное нагревание и термическая конвекция воздуха над обнаженными склонами долин, местная циркуляция — долинный ветер, поступающие на ледник потоки воздуха, обусловленные особенностями мезорельефа, а также фен из свободной атмосферы существенно влияют на температуру, влажность и динамическое состояние воздуха над ледником.

При исследовании воздействия ледника на климат следует выделить три основных аспекта этой проблемы: формирование радиационного баланса ледниковой поверхности, влияние ледника на прилегающий к нему

слой воздуха и степень воздействия ледника на окружающее пространство. Очевидно при этом, что роль ледника будет существенно зависеть от географических факторов — широты места, высоты над уровнем моря, степени континентальности района, а для каждого конкретного объекта — от типа погоды и синоптических процессов. Кроме того, большое значение имеют и морфологические особенности ледника — его тип, экспозиция, а также характер окружающего рельефа, состав пород и др. Поэтому в большинстве случаев выделить прямые и обратные связи очень трудно и следует говорить о взаимодействии рельеф—ледник—климат.

Особенности радиационного баланса поверхности ледников и его влияние на атмосферу. К настоящему времени закономерности формирования радиационного баланса поверхности ледников в период абляции изучены достаточно хорошо и результаты исследований описаны в ряде работ (Волошина, 1966; Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973; Ледник Джанкуат, 1978; Ледник Абрамова, 1980; Ледники Туюксу, 1984). В частности, пределы колебаний альbedo снега, фирна и льда оказались велики в зависимости от степени загрязненности и увлажнения деятельной поверхности. В работе В.Г. Коновалова (1969) приводятся характеристики альbedo поверхности ледников умеренных широт на основе обобщения им большого эмпирического материала:

Характеристика поверхности	Среднее альbedo	Пределы изменений
Лед грязный	0,18	0,15—0,20
Лед слегка загрязненный	0,23	0,21—0,25
Лед чистый	0,38	0,34—0,42
Старый снег, загрязненный фирн	0,46	0,43—0,50
Чистый фирн (влажный снег)	0,58 (0,60)	0,51—0,65 (0,70)

Для сухого свежевывавшего снега на ледниковом куполе о-ва Гукера (Земля Франца-Иосифа) альbedo составляло летом 0,85—0,90 (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973), а на седловине Эльбруса (5300 м над ур. моря) — лишь 0,75 (Волошина, 1966). В среднем за летние месяцы альbedo области питания ледников о-ва Гукера было равно 0,65, а за зимние — 0,84, в области питания горного ледника Туюксу в Тянь-Шане — 0,66 летом и 0,80 зимой.

Изменчивость альbedo ледника в течение периода абляции особенно велика в тех областях, где летом осадки выпадают преимущественно в твердом виде (в высокогорных районах Памира и Тянь-Шаня, в Гималаях). Таким образом, доля солнечной радиации, отражаемой поверхностью ледников, колеблется от 15—20 до 70—90% по отношению к поступающей. Различиями в величине альbedo частично обуславливается неодинаковая роль областей питания и абляции ледников в формировании ледникового микроклимата. Если в областях абляции по сравнению с каменными россыпями и моренами, имеющими альbedo 0,10—0,15, отражение солнечной радиации возрастает лишь в 1,5—2 раза, то в области питания — в 5—7 раз.

Высокое альbedo играет и определенную положительную роль в формировании радиационного баланса, а именно: происходят вторичное рассеяние и обратное отражение радиации заснеженными склонами, молекулами воздуха и водяного пара и главным образом облаками. Пользуясь методом,

Таблица 16
Относительное увеличение суммарной солнечной радиации
при разных значениях альбедо и облачности

Облачность	Альбедо				
	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8
0,0	1,0	1,04	1,09	1,14	1,19
0,2	1,0	1,06	1,14	1,22	1,32
0,4	1,0	1,09	1,19	1,32	1,47
0,6	1,0	1,11	1,25	1,43	1,67
0,8	1,0	1,14	1,32	1,43	1,92
1,0	1,0	1,16	1,39	1,72	2,27

предложенным М.С. Аверкиевым (1965), нетрудно рассчитать относительное увеличение суммарной солнечной радиации Q , поступающей на ледник при альбедо A и количестве облаков n :

$$\Delta Q = \frac{1}{1 - A\gamma},$$

где γ — доля радиации, возвращающейся обратно к земной поверхности благодаря вторичному отражению и рассеянию. Приблизительно этот параметр может быть выражен формулой $\gamma = 0,2 + 0,5n$, где n — облачность в долях единицы. Величины ΔQ для разных значений альбедо и облачности приводятся в табл. 16.

На основании приведенных в табл. 16 данных можно подсчитать, насколько возрастет суммарная радиация, поступающая на ледник. Например, если альбедо снега в фирновой зоне ледника равно 0,60, а обнаженной поверхности — 0,15, то относительное увеличение суммарной солнечной радиации при разном количестве облаков выразится следующими числами:

n	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
ΔQ	1,11	1,18	1,25	1,35	1,46	1,60

Иными словами, при заданном альбедо в безоблачный день суммарная радиация на леднике возрастет на 11%, а при 10-балльной облачности — на 60% по сравнению с ее значениями в аналогичных условиях на обнаженной поверхности земли.

Эти расчеты подтверждаются фактическими наблюдениями. Синхронные измерения суммарной радиации на Земле Франца-Иосифа показали, что на ледниковом куполе Чюрлёниса на покрытом льдом о-ве Гукера суммарная радиация летом 1958 г. оказалась на 11% больше, а за июнь—август 1959 г. — даже на 20% больше, чем над безледным о-вом Хейса (Маркин, 1961). Следует учесть, что только в летние месяцы на о-ве Хейса не было снега. По данным регистрации составляющих радиационного баланса на леднике Голубина в 1982 г., выполненной совместной экспедицией Института географии АН СССР и Ленинградского университета, при облачности 6 баллов суммарная радиация в 60% случаев оказалась боль-

шей, чем средняя при той же высоте Солнца для безоблачного неба. При кучевой облачности 8 баллов таких случаев было 25% (Москаленко, 1985).

В то время как альbedo существенно влияет на баланс коротковолновой радиации, другая особенность ледника — невозможность подъема температуры поверхности выше 0° — способствует ограничению потери тепла длинноволновым излучением. Поэтому, несмотря на уменьшение в районах оледенения (в полярных и высокогорных областях) противозлучения атмосферы, интенсивность эффективного излучения поверхности ледника и свободной от снега и льда поверхности земли сопоставима лишь в ночные часы (при ясном небе $36\text{--}85 \text{ Вт/м}^2$). Днем же эффективное излучение ледника выражается примерно теми же величинами, а излучение нагретой поверхности земли возрастает до $140\text{--}210 \text{ Вт/м}^2$ (Волошина, 1966), что и определяет существенные различия в суточных суммах этого показателя. При сплошной облачности баланс длинноволновой радиации ледниковой поверхности как в полярных, так и в высокогорных районах умеренных широт приближается к нулю, а в отдельные часы может иметь положительные значения — до $20\text{--}35 \text{ Вт/м}^2$.

Известно, что приземная инверсия температуры уменьшает эффективное излучение деятельной поверхности $E_{\text{эф}}$, причем наблюдается линейная зависимость $\Delta E_{\text{эф}}$ от глубины инверсии Δt , т.е. разности температур на ее нижней и верхней границах (Кондратьев, 1956). Приблизенно при Δt , равном 5° , $\Delta E_{\text{эф}}$ составляет 7 Вт/м^2 , или около $0,64 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Излучательная способность снега близка к таковой для абсолютно черного тела ($0,95\text{--}0,99$), поэтому температурная инверсия у поверхности ледника может сохраняться и при отрицательных температурах воздуха. Такая инверсия наблюдалась фактически на ледниковом куполе Чюрлениса с октября по март круглосуточно, в сентябре и апреле она исчезала лишь в полуденные часы, в мае, июне, августе сохранялась только ночью, а в июле восстанавливалась на круглые сутки благодаря положительной температуре воздуха (Оледенение Земли Франца-Иосифа, 1973).

Таким образом, благодаря различиям в альbedo подстилающей поверхности и особенностям длинноволнового излучения поверхности снега и льда ледник формирует собственный радиационный баланс.

Различия в структуре радиационного баланса поверхности ледника и свободной от льда земной поверхности могут быть показаны на ряде примеров. В табл. 17 приводятся результаты актинометрических измерений на северном склоне Эльбруса — в области абляции ледника Кара-чаул и у его конца за ясный день (Волошина, 1964).

Из табл. 17 видно, что между ледником и обнаженной поверхностью земли разности в эффективном излучении того же порядка, что и в поглощенной радиации, но имеют другой знак. Иными словами, потеря радиационного тепла ледником за счет более высокого альbedo восполняется небольшим эффективным излучением, благодаря чему радиационный баланс за день в обоих пунктах оказывается близким по величине. В среднем за период наблюдений на этом леднике (20 дней) радиационный баланс за сутки оказался на 6% ниже по сравнению с его значениями на морене.

Синхронные измерения компонентов радиационного баланса были осуществлены нами в июле—августе 1982 г. на леднике Голубина (в Кир-

гизском хребте) на высоте 3440 м и на боковой морене примерно на той же высоте. Результаты наблюдений, осредненных за семь солнечных дней, приводятся в табл. 18. В среднем за указанный период альbedo поверхности ледника составляло 0,21, морены — 0,09. В суточном итоге радиационный баланс поверхности морены оказался ниже, чем ледника.

Представляет интерес сопоставление за длительный период результатов измерений радиационного баланса в области абляции ледника Марухского (Западный Кавказ) на высоте 2560 м (загрязненный лед, альbedo 0,15) и ниже его конца, на скальном обнажении, покрытом местами мелкоземом (альbedo 0,10), с абсолютной высотой 2490 м (табл. 19). Приток солнечной радиации в этих пунктах, расположенных на расстоянии примерно 500 м, при равной закрытости горизонта, можно принять одинаковым.

Структура радиационного баланса разных типов поверхности, полученная расчетным путем, в среднем для этого периода показана в табл. 20. При очень малых различиях в альbedo радиационный баланс загрязненной поверхности льда оказался в среднем в 1,5 раза больше, чем внеледниковой поверхности. Отношение радиационного баланса к суммарной солнечной радиации, являющееся наглядным показателем энергетических "возможностей" того или иного типа подстилающей поверхности, наибольшее в конце области абляции и наименьшее в области питания ледника.

Итак, в областях абляции ледников, в особенности в их нижней части, повышенное по сравнению с каменной поверхностью отражение тепла компенсируется снижением эффективного излучения и вторичным отражением коротковолновой радиации, и радиационный баланс остается не меньшим, а иногда даже и большим, чем неледниковой поверхности. Этим одновременно обеспечиваются нарастающая вниз абляция льда и малый радиационный нагрев воздуха снизу. Последний лишь слегка превышает (и то не всегда) потери тепла воздухом за счет длинноволнового излучения.

Положение меняется уже в верхних частях областей абляции ледников. Здесь альbedo возрастает, а повторяемость и толщина облачности уменьшаются, что ведет к уменьшению противоизлучения атмосферы. Так, на леднике Безинги на высоте 2030 м, по наблюдениям совместной экспедиции ИГАН и Ростовской гидрометеорологической обсерватории, в июне—августе 1966 г. общая облачность была равна 6,2 балла, а на высоте 2750 м — только 5,2 балла. На Цейском леднике облачность над ледопадом составляла 5,8 балла, над фронтом ледника — 7,1 балла (Хргиан, 1948). В системе ледников Майли-Колка в период проведения исследований продолжительность солнечного сияния на высоте 2130 м в августе 1970 и 1971 гг. составила 31% возможной при общей облачности 6 баллов, а на высоте 2850 м — уже 41% возможной при облачности 5,1 балла. В результате эффективное излучение в нижней части области абляции было равно за этот период только $2,98 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$, а на высоте 2850 м — уже $4,69 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$. Среднее альbedo также увеличилось от 0,18 до 0,28 за счет уменьшения моренного покрова. Радиационный баланс за вторую половину лета уменьшился с $11,17$ до $7,93 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$ и оказался на 20% ниже, чем для свободной от льда поверхности, где он за это время составлял $9,42 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$.

В фирновой области Марухского ледника на высоте около 2900 м при интенсивном таянии и альbedo 0,50 радиационный баланс был на 18% ниже,

Таблица 17

Составляющие радиационного баланса поверхности ледника Карачаул
и морены за 18 августа 1961 г. (6 ч 30 мин – 18 ч 30 мин), МДж/м²

Место наблюдений, абс. высота, м	Суммарная солнечная радиация	Альбедо	Поглощенная радиация	Эффективное излучение	Радиационный баланс
Ледник, 3250	28,21	0,36	18,05	-0,68	18,73
Морена, 3150	26,28	0,11	23,74	5,41	18,33

Таблица 18

Структура радиационного баланса разных типов поверхности,
МДж/м². Ледник Голубина

Показатель	День		Ночь		Сутки	
	Ледник	Морена	Ледник	Морена	Ледник	Морена
Суммарная радиация	25,32	25,40	—	—	25,32	25,40
Поглощенная радиация	20,07	23,23	—	—	20,07	23,23
Эффективное излучение	0,85	4,77	3,49	4,00	4,34	8,77
Радиационный баланс	19,22	18,46	3,49	4,00	15,73	14,46

Таблица 19

Суточные значения радиационного баланса до декадам
в области абляции ледника Марухского ($B_{\text{л}}$) и обнаженной поверхности (B_0)
в июле–августе 1970 г., МДж/м² · сут

Месяц	Декада	Радиационный баланс		Отношение $B_{\text{л}}/B_0$
		Ледник	Внеледниковая поверхность	
Июль	2	17,86	11,98	1,49
	3	13,72	8,91	1,54
Август	1	14,32	9,25	1,55
	2	11,51	7,20	1,60
	3	10,44	6,56	1,59
Среднее		13,55	8,78	1,54

чем на скальном ригеле (см. табл. 20), а если принять для каменной поверхности на высоте 2900 м то же значение B/Q , что и на ригеле, то снижение радиационного баланса по сравнению с ней составит уже 22%, т. е. почти на $\frac{1}{4}$, а по сравнению с загрязненным льдом – даже 49%, т. е. почти вдвое. При более характерном для крупных и незагрязненных горных ледников значении альбедо тающего фирна 0,62 радиационный баланс области питания Марухского ледника сократился бы до 4,70 МДж/м² · сут

Таблица 20

Структура радиационного баланса разных типов
поверхности бассейна Марухского ледника, июль–август 1970 г. (МДж/м² · сут)

Показатель	Скальный ригель	Загрязненный лед	Таящий снег
Суммарная радиация Q	10,16	20,16	21,21
Поглощенная радиация	18,16	17,14	10,61
Эффективное излучение	9,38	3,59	3,38
Радиационный баланс B	8,78	13,55	7,23
B/Q	0,44	0,67	0,34

и оказался бы уменьшенным вдвое по сравнению с его величиной для свободной от льда поверхности. При альбедо около 0,75–0,80 радиационное таяние вообще прекращается, так как в этом случае эффективное излучение равно поглощенной радиации, но такие значения альбедо возможны лишь для сухого фирна и льда, т.е. при отрицательных температурах. Радиационное таяние при таких температурах наблюдалось до 7–8° (Лебедева, 1975), что, очевидно, объяснялось наличием на снегу и фирне загрязнявших их частиц. По-видимому, высоту изотермы 0° для минимальной температуры воздуха можно практически принимать за верхний предел таяния ледников, так как в этом случае таяние за счет теплообмена с воздухом будет отсутствовать, а радиационный баланс приблизится к нулю и не сможет нагревать снег.

Изменения, вносимые ледниками в структуру радиационного баланса их поверхности, отражаются в радиационном балансе воздуха над ней. С одной стороны, повышенное отражение коротковолновой радиации приводит к некоторому дополнительному радиационному нагреву воздуха и облаков снизу, а снижение эффективного излучения длинноволновой радиации – к уменьшению такого нагрева. Поскольку коротковолновая радиация проникает через атмосферу и даже облака и уходит в космос, лишь частично поглощаясь или отражаясь по дороге, а длинноволновая радиация полностью поглощается в атмосфере, то второй эффект должен превосходить первый, и ледники в меньшей мере радиационно нагревают воздух, чем неледниковая поверхность, тем самым "охлаждая" его. Оценим эти эффекты количественно.

Дополнительное отражение коротковолновой радиации летом составляет около 1–3 МДж/м² · сут в областях абляции и 8–12 МДж/м² · сут в областях питания ледников. В ясную погоду над низкими полярными ледниками и областями абляции горных ледников в космос уходит около 80%, а в областях питания горных ледников – около 90% тепла. Следовательно, на нагрев атмосферы остается не более 2 МДж/м² над фирновыми полями арктических островов, а в горах – от 0,2 до 1,0 МДж/м² · сут. Характерное время пребывания столба воздуха над отдельным горным или покровным ледником не превышает 3 ч (при длине пути воздушной массы 50 км и скорости ветра 5 м/с). Таким образом, этот столб воздуха может получить за три дневных часа $\frac{1}{4}$ от суточной отраженной радиации, т.е. не более 0,05–0,5 МДж/м². Для нагрева же столба воздуха площадью 1 м² весом 10⁴ кг при удельной теплоемкости около 1 кДж/кг · град

требуется 10 МДж/м^2 . Следовательно, отраженная отдельными ледниками коротковолновая радиация может нагреть воздушный столб не более чем на $0,005\text{--}0,05^\circ\text{C}$, а над ледниками длиной 5 км — еще в 10 раз меньше. С другой стороны, дефицит поступления тепла длинноволнового эффективного излучения составляет около $6 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$, или около $1,5 \text{ МДж/м}^2$ за три дневных часа. Если считать, что оно полностью поглощается в нижней толще атмосферы, на которую приходится $1/4$, то "недополучение" от поверхности радиационного тепла составит в пересчете на нагрев воздуха около $0,6^\circ$ для нижних 1–2 км атмосферы над крупными ледниками (характерный размер 50 км) и $0,06^\circ$ — над средними (характерный размер 5 км). Таким образом, можно считать, что над ледниками нижние 1–2 км атмосферы за счет радиационных свойств поверхности оказываются на $0,05\text{--}0,5^\circ$ холоднее, чем над неледниковой поверхностью. Верхняя же и средняя тропосфера нагревается на $0,005\text{--}0,05^\circ$. Однако последний эффект, по-видимому, "размывается" вертикальным теплообменом внутри столба воздуха.

Рассмотрим теплообмен между облачностью и ледниками. Если принять, что на нижнюю поверхность облака поступает половина эффективного излучения поверхности ледника и альбедо ледника равно 0,6, а также, согласно Халтинеру и Мартину (1960), в облаках при толщине 400–500 м поглощается около 0,07 проходящей сквозь них коротковолновой радиации, то окажется, что облака получают от ледников дополнительно от 0,03 до $0,3 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут}$, или менее $0,01\text{--}0,1 \text{ МДж/м}^2$ от одного крупного ледника и в 10 раз меньше от среднего. За счет эффективного излучения нижняя поверхность облака "недополучит" над крупным ледником около $0,7 \text{ МДж/м}^2$, над средним — $0,07 \text{ МДж/м}^2$. За счет перераспределения тепла в облаке этот эффект полностью перекроет эффект нагрева коротковолновой радиацией. "Недополучение" $0,6\text{--}0,06 \text{ МДж/м}^2$ соответствует конденсации в облаке, равной $30\text{--}300 \text{ г/м}^2$. Заметим, что нормальное содержание влаги в облаке 1 г/м^3 . Следовательно, над крупным ледником за счет различий в радиационном балансе поверхности может возникнуть облако толщиной до 300 м, над малым же — только тонкий туман толщиной порядка 30 м, что соответствует наблюдениям.

Формирование приледниковой инверсии и ледникового ветра. Наиболее важной (и наименее изученной) особенностью ледникового климата является наличие температурной инверсии в нижнем слое воздуха, сохраняющейся не только при положительных, но часто и при отрицательных температурах, благодаря чему турбулентный поток тепла постоянно направлен к поверхности ледника и является положительным членом в уравнении теплового баланса.

О глубине этих инверсий можно судить по рис. 55, где приведено число случаев с разными значениями температуры воздуха на высоте 2 м в отдельные часы при нулевой температуре тающей поверхности ледника. На горных ледниках, получающих большее питание и поэтому спускающихся в зону более высоких температур, инверсии глубже, чем на полярных, и достигают 18° в нижних 2 м.

Существует, по крайней мере, пять процессов, приводящих к образованию глубоких приледниковых инверсий.

1. Охлаждение воздуха при его контакте с поверхностью ледника и

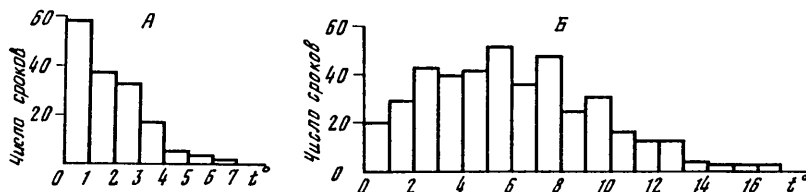


Рис. 55. Повторяемость разных значений температуры воздуха на высоте 2 м над тающей поверхностью ледника

А — ледник Седова, Земля Франца-Иосифа, 1958 г.; Б — ледник Марухский, Западный Кавказ, 1974 г.

турбулентном перемешивании. Это наиболее характерный и действующий в течение всех суток процесс.

2. В ночные часы происходит охлаждение деятельной поверхности ледника путем длинноволнового излучения, понижение температуры ее и как следствие — дополнительное охлаждение воздуха.

3. Сток и накопление холодного воздуха в выположенных частях ледника при определенном сочетании мезорельефа ледника и окружающих склонов. Особенно характерно такое явление для каровых и карово-долинных ледников: образуются "озера" холода в средней или концевой части ледника. Последнее наблюдается в том случае, если ледник подпружен высокой конечной мореной, как, например, ледник ИГАН на Полярном Урале (Давидович, 1973).

4. Местная адвекция теплого воздуха от нагретых склонов долины, боковых морен, а в нижней части ледников — и долинный ветер, играющие существенную роль в формировании приледниковой инверсии в дневное время суток.

5. Фен из свободной атмосферы, т.е. динамическое опускание и нагревание воздушных масс, приводящее к повышению температуры, понижению абсолютной и относительной влажности воздуха и усилению ветра у поверхности ледника (на горных ледниках умеренных широт при антициклональном типе погоды в ночные и утренние часы).

Естественно предположить, что перечисленные процессы, формирующие приледниковую инверсию температуры, не наблюдаются в природе изолированно. Поэтому вертикальные профили температуры, влажности и скорости ветра, по которым можно судить об интенсивности турбулентного тепло- и влагообмена над ледниками, очень изменчивы во времени и в пространстве. Классическая теория Прандтля применима лишь при логарифмическом законе изменения скорости ветра с высотой, наблюдаемой только при стратификации воздуха, близкой к равновесной, или при больших скоростях ветра.

Анализ результатов градиентных измерений, проведенных в разных ледниковых районах земного шара, позволяет выявить некоторые особенности структуры приледникового слоя воздуха в зависимости от роли процессов, названных выше, а также от особенностей погоды и климата. На рис. 56 (вкл.) приведены вертикальные профили температуры воздуха и скорости ветра в нижнем двухметровом слое воздуха и фирновой зоне и в области абляции ледника Марухского, осредненных за 10 дней для

малооблачной, устойчивой и пасмурной погоды с осадками (выборка за июль–август 1969 г.), а также данные за 11–12 августа 1969 г. (эти дни характеризовались малооблачной погодой). На этом рисунке прежде всего обращают внимание различия в наклоне температурного профиля над льдом и фирном, особенно сильно выраженные в ночные и утренние часы как в случае осреднения, так и за 11–12 августа. Большой наклон температурного профиля в фирновой зоне связан с влиянием теплого воздуха при опускании его с хребта при фенах из свободной атмосферы. С продвижением потока воздуха вниз по леднику, по-видимому, происходит дивергенция самого нижнего холодного слоя, стекающего по линиям наибольшего уклона в боковые части ледника. Это явление обнаружено при измерениях температуры на поперечных профилях через Марухский ледник (Кренке, 1982). Более мощный поток теплого воздуха, скользящий по холодному, выражается на температурном профиле в области абляции более крутым профилем. В дневные часы на ледник попадает теплый долинный ветер, успевающий охладиться до высоты лишь 10–20 см.

При неустойчивой пасмурной погоде наклон профилей температуры в двух пунктах ледника становится сходным, хотя скорость ветра почти не меняется. Этот факт свидетельствует об адвективном происхождении инверсии при ясной погоде.

О влиянии фена из свободной атмосферы на свойства приледникового слоя воздуха при горизонтальной поверхности ледника можно судить по результатам наблюдений на фирновом поле южного склона Эльбруса (3750 м над ур. моря). На рис. 57 показано изменение температуры воздуха на уровнях 0,25 и 4 м от поверхности ледника, скорости ветра на высоте 4 м и парциального давления водяного пара на уровне 0,25 м за сутки 13–14 июля 1959 г. Начиная с 21 ч 30 мин отмечалось резкое повышение температуры воздуха на высоте 4 м, а также падение влажности, сопровождавшееся усилением ветра, сохранявшего в течение всех суток западное направление. В то время как днем разность температур в слое 4,0–0,25 м составляла 1–2°, в ночные часы она возрастала до 5° и более. При этом упругость водяного пара понизилась на 3 гПа, а относительная влажность — на 40–50%.

В дневные часы глубина инверсии, как правило, возрастала с повышением температуры воздуха и усилением ветра, что свидетельствует об адвективном происхождении инверсии. Ночью она сохранялась и при низких отрицательных температурах, что обеспечивало при ветре более 2–3 м/с существенный приток турбулентного тепла к поверхности ледника. Еще более ярко та же закономерность выражена на крупном "теплом" Алечском леднике в Западных Альпах (рис. 58).

В тех случаях, когда инверсия является результатом радиационного выхолаживания, хорошо прослеживается обратная связь ее глубины со скоростью ветра: чем сильнее ветер, тем меньше разность температур, а ее профиль ближе к логарифмическому. На рис. 59 показана обобщенная картина температурных профилей на ледниковом куполе о-ва Девон (Канадский Арктический архипелаг) для "радиационных" ночей в зависимости от скорости ветра (число случаев от 5 до 10). Влияние теплой адвекции со склонов, свободных от снега и льда, а также фена из свободной атмосферы в этом районе исключается. Как видно из рис. 59, при

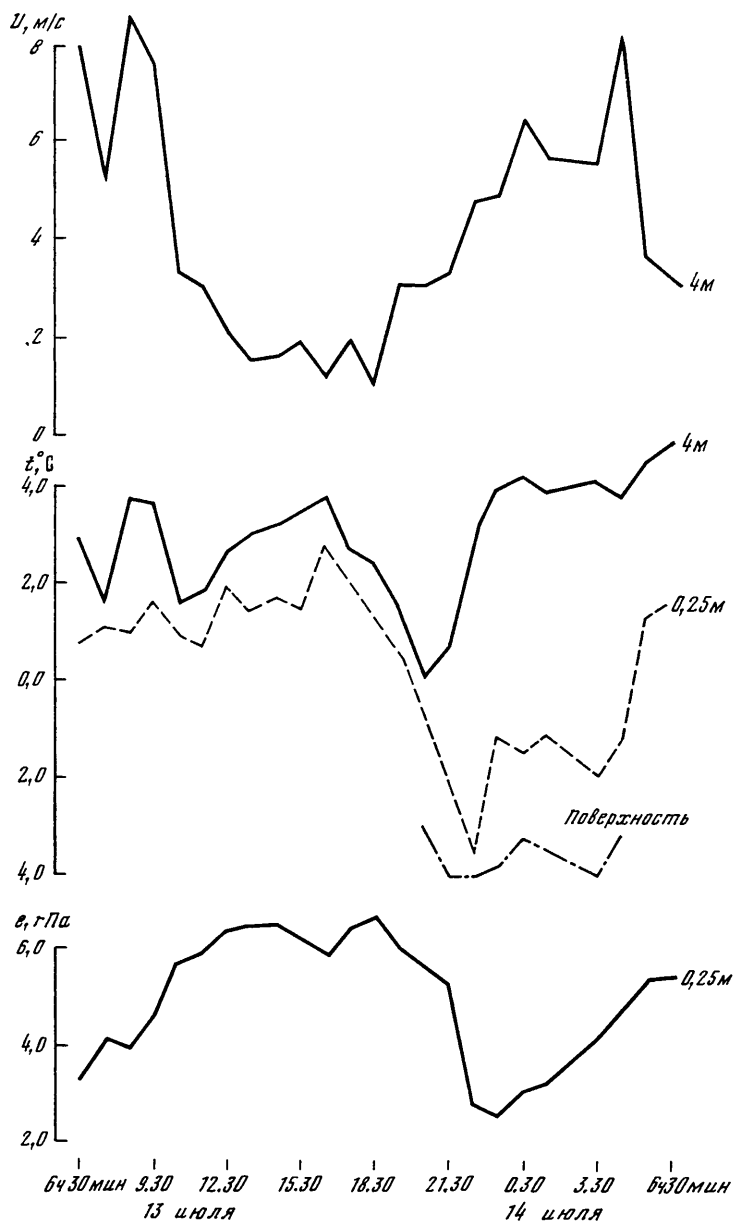


Рис. 57. Изменение скорости ветра, температуры воздуха и поверхности, парциального давления водяного пара при фене из свободной атмосферы. Фирновое поле на южном склоне Эльбруса

Рис. 58. Связь между температурой воздуха и скоростью ветра на высоте 2 м над Алеским ледником (Lang, 1978)

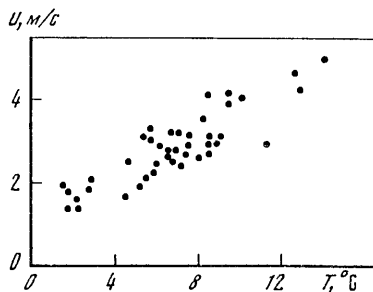
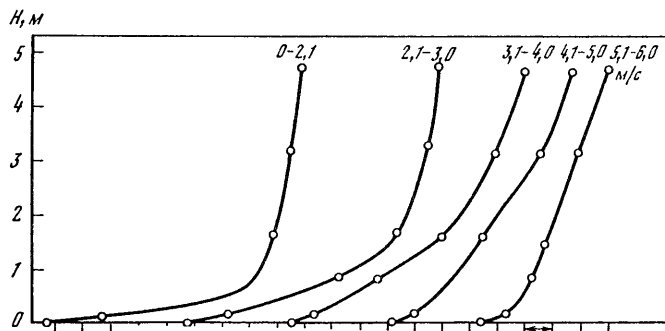


Рис. 59. Вертикальные профили температуры воздуха при разных скоростях ветра (на высоте 4,7 м) на ледниковом куполе о-ва Девон (Канадский Арктический архипелаг), 1712 м над ур. моря (Holmgren, 1971)



слабых ветрах (0–2 м/с) наибольший рост температуры прослеживается в самом нижнем слое (до 0,8 м) — $7,3^\circ$, в то же время в интервале 0,8–4,7 м она меняется всего на $1,7^\circ$. При повышении скорости ветра глубина инверсии уменьшается и точка перегиба кривой поднимается вверх. При ветре 5–6 м/с профиль температуры выше 0,8 м над поверхностью линейный.

Выхолаживание приледникового слоя воздуха делает его более плотным по сравнению с лежащими выше и окружающими слоями. Так как поверхность ледников, как правило, наклонена, холодный воздух стекает вдоль этой поверхности по направлению уклона, формируя ледниковый ветер. Особенностью такого кататического ветра является чрезвычайно низкое положение максимума скорости — чаще всего на высотах от 0,5 до 5 м.

Детальные исследования структуры нижнего слоя воздуха были осуществлены на о-ве Девон в летние месяцы 1961–1963 гг. в трех пунктах: на высоте 1712 м вблизи вершины ледникового купола, на склоне (высота 1320 м), на выводном леднике Свердрупа (высота 300 м над ур. моря) (Holmgren, 1971).

В верхнем пункте, где профиль ветра значительно менялся от логарифмического до профиля, типичного для стоковых ветров, с максимумом на уровне около 1 м, обнаружена связь распределения ветра и температуры воздуха в слое до 5 м (верхний уровень измерений). При кататических ветрах точке перегиба скорости ветра соответствует резкое изменение профиля температуры, так называемый термоклин: резкое повышение температуры с высотой сменяется ее очень незначительным повышением, причем в этой точке температура сильно колеблется. По-видимому, это

зона микрофронта, т.е. раздела теплого и холодного воздуха, на существование которой указывал и А.Х. Хргиан (1938). Термоклин в непосредственной близости от поверхности ледника возникает при достаточно глубоких инверсиях, когда число Ричардсона меньше 0,25.

Поскольку интенсивность турбулентного перемешивания обратно пропорциональна квадрату скорости ветра, с его ослаблением она быстро падает. Критическое значение числа Ричардсона, при котором турбулентность практически затухает, многие исследователи (Holmgren, 1971; Keeler, 1964; и др.) принимают равным 0,15, что соответствует величине параметра устойчивости $\Delta t_{2,0-0,5}/u_1^2 = 0,20$. При этом критические величины разности температур в слое 2,0–0,5 м и скорости ветра на уровне 1 м будут таковы:

u_1 , м/с	1	2	3	4	5	6
$\Delta t_{2,0-0,5}$, °С	0,2	0,8	1,8	3,2	5,0	7,2

В слое термоклина турбулентность гасится, а ниже его, во "внутреннем пограничном слое", происходит интенсивная трансформация — выхолаживание и иссушение воздуха. Его высота над поверхностью часто оказывается ниже 2 м. Экспедицией Ленинградского университета на ледниковом куполе Вавилова летом 1984 г. отмечены отклонения от логарифмического и переломы профилей ветра и температуры в пределах восьмиметрового слоя. На рис. 60 представлены типовые кривые изменения скорости ветра над ледниковым куполом Вавилова — индивидуальные и осредненные, а также кумулятивная кривая повторяемости высот излома.

Как видно из графика, повторяемость высот излома от 0,8 до 2,4 м примерно одинакова, а выше она быстро уменьшается до нуля на высоте 3,5 м. Медианное значение 1,6 м. Выше излома профиль ветра становится логарифмическим. Ниже излома, внутри "внутреннего пограничного слоя", профили остаются логарифмическими только в 44% случаев, в 30% случаев они оказались близкими к линейным, в 26% ветер с высотой нарастал быстрее, чем по логарифмическому закону. Излому в скорости ветра соответствуют аномалии в профилях температуры и влажности воздуха (Давидович, Попова, 1973; La Casinière, 1974; Martin, 1975).

Выхолаживание воздуха и инверсионное распределение температур продолжается и выше термоклина. Поэтому мощность ледникового ветра значительно больше, чем высота "внутреннего пограничного слоя". Согласно аэрологическим наблюдениям на леднике Голубина летом 1982 г., средняя мощность ледникового ветра в утренние часы составляла около 200 м, хотя в отдельные дни она колебалась от 20 до 250 м. Скорость его убывала вверх от максимума в приледниковом слое (около 10 м), особенно быстро она понижалась в нижних 50 м. В полуденные часы ледниковый ветер ослабевал, но мощность его увеличивалась до 400–450 м и струя с максимальной скоростью поднималась до 20 м; в послеполуденное время скорость ледникового ветра падала до 1 м/с, а мощность — до 20–25 м; вечером ледниковый ветер на языке затухает, сменяясь долинным, а ночью снова появляется, сливаясь с "горным" ветром и достигая мощности 150 м (Курочкин, 1986).

Анализ связи мощности ледникового ветра с его максимальной скоростью показывает, что возможны сочетания слабого ветра с его малой

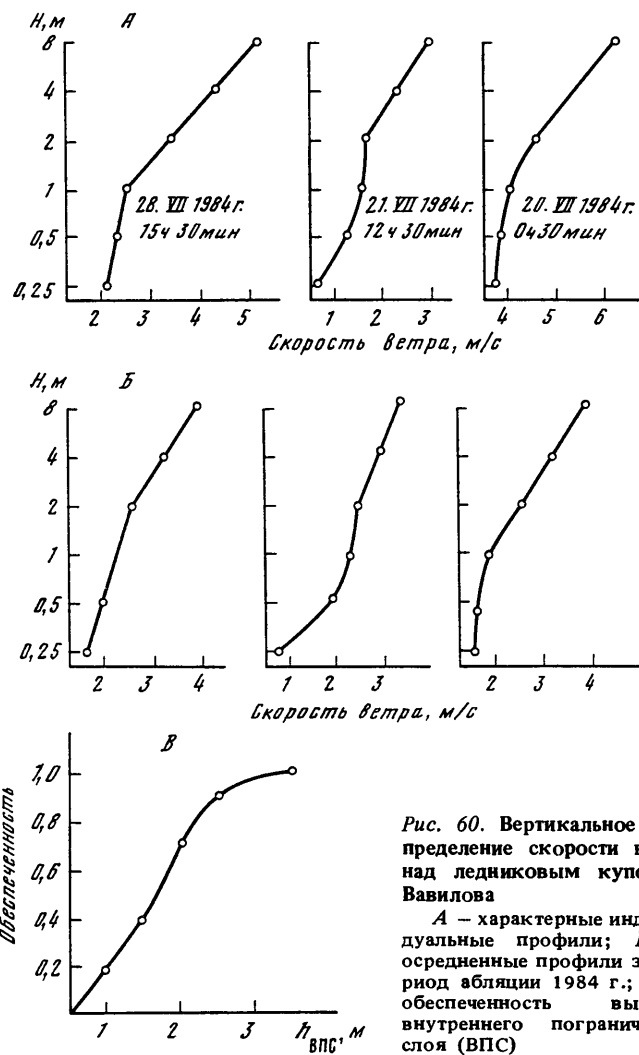


Рис. 60. Вертикальное распределение скорости ветра над ледниковым куполом Вавилова

А — характерные индивидуальные профили; Б — осредненные профили за период абляции 1984 г.; В — обеспеченность высоты внутреннего пограничного слоя (ВПС)

и большой мощностью, однако для каждой из скоростей ветра имеется предельная мощность ледникового ветра. Она убывает с увеличением скорости (рис. 61). Предельные величины "расхода ледникового ветра" составляют около $500 \text{ м}^3/\text{с}$ на пог. м, или более $400\,000 \text{ м}^3/\text{с}$ над языком шириной 800 м. Эти предельные величины могут быть обоснованы энергетически. Большой объем воздуха не может быть выхоложен над ледником. Характерный расход ледникового ветра на леднике Голубина — около $250\,000 \text{ м}^3/\text{с}$, или 200 т/с за сутки, в ледниковом ветре здесь стекает около 1 км^3 воздуха.

Над слоем ледникового ветра, как правило, располагается слой противоположного по направлению теплого долинного ветра, затем штилевой

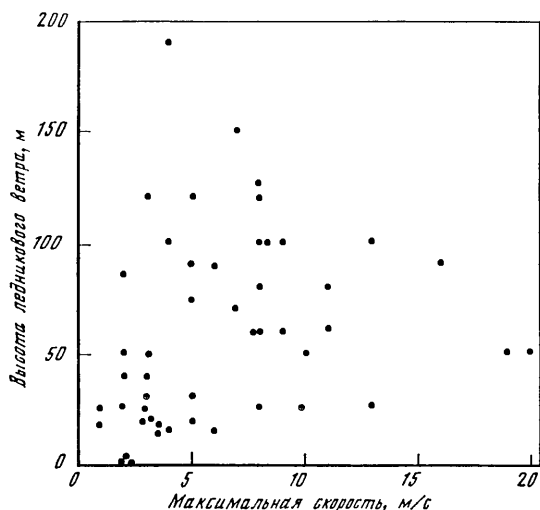


Рис. 61. Соотношение максимальной скорости и толщины слоя ледникового ветра по данным шаропилотных наблюдений на леднике Голубина

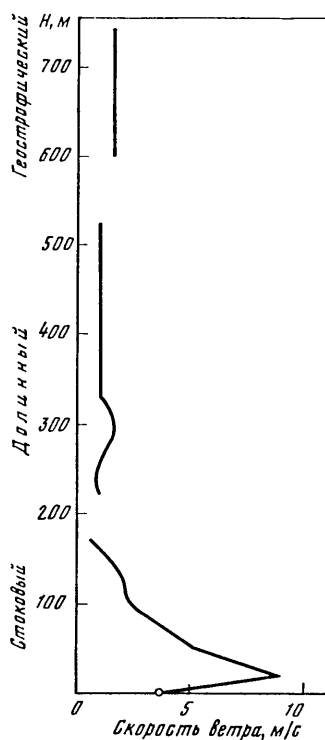


Рис. 62. Характерное распределение скорости ветра над ледником Голубина в дневные часы, июль 1982 г.

слой, а выше уровня гребней хребтов — ветер общей циркуляции атмосферы (рис. 62). Высота слоя инверсии превышает высоту внутреннего пограничного слоя, но, по-видимому, ограничивается высотой осевой струи ледникового ветра (10–20 м). Выше воздух начинает охлаждаться с высотой.

До некоторого предела скорость ледникового ветра растет с глубиной инверсии, т.е. с ростом интенсивности выхолаживания воздуха и разности его плотности с окружающими слоями. Однако при дальнейшем увеличении скорости ветра создаваемые им турбулентные вихри разрушают инверсию и рост скорости ветра сопровождается их уменьшением. Прямая связь дольше сохраняется на больших ледниках. На леднике Малый Актру на Алтае критическая скорость ветра, до которой растет инверсия, равна 2–3 м/с, на Большом Актру — 3–4 м/с, на леднике Гергети на Кавказе — 4–5 м/с, на Алечском леднике в Альпах — 6 м/с, в Антарктиде инверсии сохраняются при ураганных ветрах.

Как показали модельные расчеты (Ни, Лыкосов, 1977) и натурные наблюдения, повторяемость и скорость ледникового ветра растут также с увеличением размеров ледников, чему можно найти энергетическое объяснение. С качестве примера натурных данных приведем результаты наблюдений на о-ве Гукера, (Земля Франца-Иосифа). Ветры от ледника к морю на склоне ледникового купола (станция Ледник Седова) наблюдались в 82% случаев, на вершине ветры тех же направлений — только в 53%. Следовательно, на ледниковый ветер приходится 29% случаев. Эти ветры всегда слабее 10 м/с.

На горных ледниках ледниковый ветер зарождается в самой верхней части, в глубине питающих их цирков. В 80% случаев такие ветры наблюдались в дневные сроки в цирках ледников Орто-Тёр на Тянь-Шане и Марухский на Кавказе. Однако скорость их там небольшая. Вниз по ледникам скорость ледниковых ветров растет, а их продолжительность и повторяемость сокращаются. Все чаще они вытесняются долинным ветром, опускающимся до поверхности ледника. Между воздушными массами ледникового и долинного ветров создается микрофронт с повышенной облачностью, а иногда и осадками.

Турбулентный тепло- и влагообмен. Трансформация воздуха над ледниками. Описанная в предыдущем подразделе сложная структура воздушного потока над ледниками, осложненная к тому же значительным наклоном поверхности, делает неприменимыми известные методы использования универсальных функций для расчета турбулентных потоков тепла и влаги по градиентным наблюдениям. Пульсационные измерения таких потоков на ледниках практически отсутствуют. Поэтому надежными являются лишь оценки этих потоков как остаточного члена из уравнения теплового баланса в тех случаях, когда эти потоки сопоставимы по величине с радиационными потоками или превышают их. Последнее условие выполняется в случае, если поток водяного пара направлен вниз, т.е. когда влага конденсируется на его поверхности при влажности воздуха выше 6,1 гПа. Разделение между турбулентными потоками тепла может быть сделано по уравнению Боуэна, т.е. пропорционально градиентам температуры и влажности в приледниковом слое. Тем самым допускается равенство коэффициентов турбулентного перемешивания для тепла и влаги.

В случае малых или противоположно направленных (при испарении) потоков тепла приходится пока пользоваться обработкой градиентных наблюдений "универсальными" методами. Конденсация сменяется испарением от языков к областям питания ледников, от районов с морским климатом к континентальным, от периферии полярных покровов к их внутренним частям. При этом отношение турбулентного теплообмена к радиационному меняется от 90 до 5%. Следовательно, повсюду турбулентный приход тепла уступает радиационному. Максимальное значение это отношение имеет в субарктическом поясе, в условиях достаточно высоких температур воздуха и плотной длительной облачности. Именно на эту зону приходится единственное известное для СССР исключение — области питания карово-долинных ледников Полярного Урала. В области питания ледника ИГАН в 1959 г. лишь 43% тепла приходилось на радиационный баланс, а 57% — на турбулентный поток (Троицкий, 1962). В области питания ледника Обручева в 1977 г. соответствующие цифры составляли 45 и 55% (Волошина, 1981).

Для ледника Обручева методом теплового баланса было построено поле турбулентного теплообмена за период антициклональной погоды 21–25 июля 1977 г. (Волошина, 1981). Значения суммы турбулентных теплотоков в разных частях ледника колебались здесь от 11,9 до 18,6 МДж/м² · сут. Максимумы наблюдались вблизи нагретых солнцем скальных бортов. По-видимому, приведенные величины близки к максимальным. Обычно они много меньше. Для Марухского ледника средний за июль и август 1967–1969 гг. турбулентный поток тепла из воздуха, рас-

считанный методом Лайхтмана по градиентным наблюдениям, в области питания составил лишь $0,6 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, а приход тепла за счет преобладания конденсации над испарением равнялся лишь $0,3 \text{ МДж/м}^2$, в сумме около $1 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Максимальная суточная сумма на Марухском леднике составила $3,5 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, т.е. оставалась вдвое меньшей, чем в центральной части карового уральского ледника. Возможно, здесь сказалась разница в методах расчета, однако эти методы повсюду контролировались гидрологическими измерениями.

Турбулентные потоки мало зависели от типов погоды. Средняя за три года интенсивность турбулентного потока тепла из воздуха при антициклональной погоде составила на Марухском леднике $0,63 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, при конвективной — $0,54 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, при фронтальной — $0,42 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Суммарный же приход турбулентного тепла был равен соответственно $0,84$; $0,68$; $0,85 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$

Незначительными оказались различия в турбулентном теплообмене по типам погоды и на леднике Колка в 1970 г. (Кренке, Кукушкина, 1976). Средний турбулентный приток на этом леднике за 18 июля — 22 августа составил $2,5 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, или 19% от прихода радиационного тепла. Выше, на языке ледника Майли в августе 1970 г. благодаря большой скорости ветра и большему альбедо турбулентный приход тепла достигал 90% от радиационного прихода и составил $7,5 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Судя по наблюдениям, эта величина близка к максимальной для ледников южного горного обрамления СССР. На леднике Медвежьем на Памире, например, за два месяца наблюдений дневные суммы турбулентных потоков ни разу не превысили $3,0 \text{ МДж/м}^2$.

Что касается различий между областями питания и абляции ледников, то закономерные изменения турбулентного потока тепла отсутствуют. В областях питания понижаются температуры воздуха, но зато часто усиливается ветер, что противоположно влияет на величину турбулентных потоков. В целом имеется тенденция к уменьшению абсолютной и увеличению относительной роли турбулентного потока тепла из воздуха в областях питания.

Турбулентный поток влаги и связанный с ним поток тепла зависят от соотношения конденсации и испарения. На ледниковых покровах Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и других в областях питания, поднимающихся выше уровня конденсации в воздухе, последний близок к насыщению влагой и она конденсируется на поверхности льда. На периферии покровов вне ледниковых туманов и облаков влажность оказывается меньшей $6,1 \text{ гПа}$ и преобладает испарение. В этом случае суммарный турбулентный поток тепла оказывается большим в областях питания.

Обратная картина наблюдается в горах Камчатки, Центрального Кавказа, Джунгарского Алатау, Внутреннего Тянь-Шаня, на северо-западе Гиссаро-Алая (ледник Имат). Здесь влажность довольно большая и часто зависит от температуры воздуха. Она выше $6,1 \text{ гПа}$ только в теплых областях абляции. В холодных же областях питания преобладает испарение. В этом случае суммарный турбулентный поток оказывается большим в области абляции.

На ледниках субарктического пояса, Новой Земли, во влажных районах умеренного пояса (Западный Кавказ, Алтай) конденсация преобладает на

всей поверхности ледников. Наоборот, на подавляющем большинстве ледников Памира, Гиссаро-Алая, севере и западе Тянь-Шаня, где летом достаточно сухо, на всей поверхности ледников преобладает испарение и суммарный приток турбулентного тепла из воздуха к поверхности чрезвычайно мал. В обоих последних случаях отсутствуют принципиальные различия между областями питания и абляции ледников.

Таким образом, на основании изложенного выше можно принять, что характерные значения турбулентного выхолаживания воздуха островными и долинными ледниками не превышают $4 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Оценим влияние этого выхолаживания на воздушные массы.

Судя по теплобалансовым оценкам (разность затрат тепла на таяние и радиационного баланса), за год потери тепла из атмосферы над ледниковым покровом о-ва Гукера составляют 350 МДж/м^2 в год (около $1 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$). В пересчете на площадь ледникового покрова о-ва Гукера это равно $15 \cdot 10^{10} \text{ МДж/год.}$ Характерный путь через покров острова воздух проходит менее чем за 1 ч, так что над островом за год сменяется около 10 000 объемов воздуха. На каждый объем приходится потери тепла в 35 кДж/м^2 . С учетом теплоемкости воздуха на 1° может охладиться слой воздуха в 35 м, или, если принять среднюю вертикальную мощность ледникового ветра в 70 м, его масса охладится на $0,5^\circ$.

Подобный же расчет выполнен нами для ледников Майли и Колка на Кавказе. Ледник Колка испытал в 1969 г. быструю подвижку, слился с ледником Майли и продвинулся вперед еще на 4 км. После слияния во время подвижки их общая площадь составляла $14,2 \text{ км}^2$, длина — 8,4 км. На основании наблюдений средний турбулентный поток тепла к леднику летом составляет около $4,2 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$, в то время как противоположный поток вверх со свободной от льда поверхности равен $3,9 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ В результате замены каменной поверхности на ледяную воздух, следовательно, теряет летом около $8 \text{ МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Над продвинувшейся частью ледника при скорости ветра в 2,5 м/с может охладиться на 1° слой воздуха в 150 м, или на 2° слой в 75 м.

Кроме того, процессы испарения и конденсации ведут к изменению влажности воздуха. На горных ледниках большое значение имеет испарение, что может привести к образованию тумана на ледниках, хотя суточные величины испарения (около $0,1 \text{ г/см}^2$) много меньше запаса воды в тумане. На полярных же ледяных куполах конденсация также достигает значительных величин и становится заметным иссушающее влияние ледников, забирающих за счет конденсации слой воды в 30 мм за год, а в отдельные дни до 2 мм в сутки. В последнем случае, например, над о-вом Гукера воздушные массы теряют около 0,1 мм слоя влаги за счет конденсации, что соответствует снижению относительной влажности только над этим островом на 1–2%.

Суммарное уменьшение поступления тепла в атмосферу от поверхности ледников по сравнению с неледниковой поверхностью составляет 6–14 $\text{МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ Оно складывается из отдачи в ледник 1–4 $\text{МДж/м}^2 \cdot \text{сут.}$ за счет турбулентного обмена и "дефицита" 1–4 МДж/м^2 турбулентного и 4–6 МДж/м^2 радиационного тепла. Приледниковый слой толщиной 50–200 м выхолаживается за счет обоих факторов на $0,5\text{--}2,5^\circ$. Лежащие выше слои примерно до 1,5 км охлаждаются только за счет радиационного

фактора на $0,1-0,5^{\circ}$; охлаждение воздуха и поступление $1-3 \text{ г/м}^2 \cdot \text{ч}$ влаги за счет испарения способствуют формированию туманов, сохраняющихся над ледниками в результате меньшего нагрева снизу. В случае конденсации на поверхности льда нижний слой тумана размывается.

Сравним приведенные выше оценки с фактическими данными о выхолаживании воздуха над ледниками. В качестве меры такого выхолаживания обычно принимается разность температур над каменной и ледяной поверхностью на единой или приведенной к единой высоте ("температурный скачок"). Однако этот скачок не является только мерой выхолаживающей роли ледника. Он отражает суммарное воздействие на нижний слой воздуха охлаждения от ледника, нагрева от каменной поверхности и различий в циркуляции воздуха над льдом и каменной поверхностью.

Наблюдения показывают, что "температурный скачок" между боковой мореной и ледником растет с повышением температуры над каменной поверхностью. Это свидетельствует как о росте нагрева воздуха над камнями, так и о росте турбулентного обмена в инверсионном слое с повышением температуры воздуха. Последнее, очевидно, сопровождается формированием термоклина с ограничением обмена с лежащей ниже прослойкой воздуха.

"Скачок" у фронта языка зависит от направления ветра. При горном и ледниковом ветрах он понижается с ростом температуры на леднике, так как контраст с температурой поверхности ниже ледника уменьшается. Наоборот, при долинном ветре скачок у конца языка растет с повышением температуры.

Продольный градиент температуры воздуха на самом леднике отражает внутри одной воздушной массы выхолаживание от ледника, а между пунктами в разных массах — различие их свойств. На леднике Медвежий внутри ледникового ветра вертикальный градиент температуры вдоль поверхности ледника равен $0,51^{\circ}/100 \text{ м}$ (Волошина, 1976). Воздух в зоне ледникового ветра, спускаясь вдоль ледника, адиабатически нагревается примерно на 1° на 100 м , но этому нагреванию препятствует охлаждение от ледника на $0,5^{\circ}$ на 100 м высоты (более 2° в целом между станциями на высоте 3050 и 3500 м) — это чистый эксперимент с ледниковым выхолаживанием. Наоборот, когда обе упомянутые станции находились внутри зоны долинного ветра, вертикальный градиент составил $0,87^{\circ}/100 \text{ м}$ — тепловой контакт со льдом способствовал охлаждению воздуха, поступление тепла в воздухе при испарении льда ему препятствовало. Когда же указанные станции располагались в разных воздушных массах, градиент оказался равным $1,40^{\circ}/100 \text{ м}$, а скачок на мезомасштабном фронте над ледником — около 3°С . Подобные данные получены и для других ледников. В целом разность температур воздуха вдоль ледника уменьшается с увеличением самой температуры и растет с усилением скорости ветра (Кренке, 1982). Этот вывод в целом относится к ледниковой мезомасштабной воздушной массе. Адиабатический нагрев в ней растет со скоростью ветра из-за уменьшения времени пребывания воздуха над ледяной поверхностью. Уменьшение нагрева с ростом температуры связано с усилением турбулентного обмена.

Эмпирическим данным о "температурном скачке" между ледяной и каменной поверхностями на горных ледниках посвящена обширная литература (Дроздов и др., 1968; Кренке, 1973; Давидович, 1973; Кренке,

1982; и др.). Довольно многочисленные данные приведены в работе А.Н. Кренке (1982). Из них следует, что величина этого скачка колебалась от 0,5 до 4°С при общей тенденции к росту с повышением самой температуры и увеличением размеров ледников.

Над полярными островными покровами температурный скачок, наоборот, мал. Это объясняется небольшой площадью островков каменной поверхности среди льда и малым нагревом воздуха. На Новой Земле и о-ве Гукера по сравнению с прибрежными станциями скачок при переходе на лед составлял лишь 0,5°. Большим (до 2,6°) он оказался на куполе Вавилова на Северной Земле, где значительны и площади льда, и площади свободной от него суши, так что в полной мере могли сказаться как нагрев над сушей, так и выхолаживание над льдом.

Судя по аэрологическим данным, полученным над сушей (мыс Ватутина) и льдом (купол Вавилова), средняя разность температур воздуха над ледником и вне зоны его влияния на различных высотах над уровнем моря в июле 1984 г. выражалась следующими величинами:

Высота над ур. моря, м	720	770	970	1170	1470
Разность температур, °С	-0,8	-0,3	0,0	0,2	0,3

Высота 720 м над уровнем моря соответствует 50 м над поверхностью ледника, где воздух на 1° холоднее, чем над мысом Ватутина (разность на высоте 2 м — 2,6°). Высота выравнивания температур (970 м над ур. моря) соответствует 300 м над поверхностью ледника. Среднее охлаждение в этом слое примерно 0,5°.

Учитывая приведенные данные, следует считать, что экспериментально получаемые величины "температурного скачка" хорошо согласуются с априорными закономерностями, а отнесенные к слою ледникового ветра в 20—300 м — также с теплобалансовыми расчетами выхолаживания воздуха.

Исходя из общих сведений о местной циркуляции воздуха над ледниками и морфологии ледниковых долин (в частности, наличия боковых морен, возвышающихся над поверхностью ледника), следует ожидать, что наиболее ощутимо влияние ледника сказывается на температуре воздуха ниже его конца.

Специальные микроклиматические исследования, проведенные Н.В. Давидович (1981) в горно-ледниковом бассейне Верхней Сванетии, позволяют сделать некоторые предварительные выводы по этому вопросу. Наблюдения за температурой воздуха с помощью термографов проводились в июле-августе 1978 г. в шести пунктах: на соседних ледниках Адиши (один пункт) и Халде (три пункта), на склоне между этими ледниками и в долине ледника Халде, в 1,5 км ниже его конца. Ледник Адиши имеет юго-западную ориентацию, поверхность его в области абляции представляет чистый лед. В местной циркуляции преобладает ледниковый ветер, распространяющийся, как правило, почти до конца ледника. Нижняя часть ледника Адиши заморенена. Благодаря изменению общей западной ориентации ледника на юго-западную в концевой его части и значительному нагреванию заморененной поверхности влияние ледникового ветра ограничено.

Полученные данные сопоставлялись с температурой воздуха на метеорологической станции Местиа, расположенной в 25 км к западу от исследуе-

рых ледников. Средние суточные значения вертикального градиента температуры между всеми неледниковыми пунктами и станцией Местиа оказались близки между собой ($0,52-0,56^\circ$ на 100 м высоты). Судя по его величине, охлаждающее влияние ледников не прослеживается ни на склоне, ни в долине Халде. Однако следует заметить, что последнее может быть связано с отмеченными выше особенностями этого ледника. Более ранние исследования в этом районе (Волошина, Инашвили, 1972) указывают на то, что значительное (до 2°) охлаждающее влияние ледников Адиши и Тви-бери ощущалось на расстоянии, по крайней мере, до 1 км.

Таким образом, охлаждающее влияние ледника зависит от степени развития ледникового, горного и долинного ветров, в свою очередь определяемого характером поверхности ледника и морфологией ледниковой долины.

В целом влияние отдельного ледника ограничено самой окрестностью ледника. Эффектным натурным экспериментом по оценке влияния ледника на климат явилась подвижка ледника Колка. На станции Кармадон, к которой ледник приблизился на 5 км (расстояние уменьшилось от 17 до 12 км), не произошло никаких изменений в связях температуры, влажности и облачности с окрестными станциями (Даргаве, Орджоникидзе).

Выводы. Во-первых, отдельные островные и горные ледники создают собственный мезоклимат в приледниковом слое воздуха толщиной 50–200 м над ними и порядка нескольких сот метров или первых километров от них. Этот мезоклимат находится под столь сильным влиянием местной горно-долинной циркуляции и общей циркуляции атмосферы, что колебания ледникового климата отражают общеклиматические изменения. Следовательно, отдельные ледники могут использоваться для индикации изменений климата в прошлом на основании структурных, изотопных, температурных и других свойств отложенного в них льда.

Во-вторых, влияние отдельных ледников на региональные климатические условия пренебрежимо мало, однако суммарное воздействие ледниковых систем, включающих сотни и тысячи ледников, может оказаться заметным. Вклад в это влияние особенностей радиационного баланса не уступает, а, может быть, даже превышает роль турбулентного выхолаживания воздуха, тем более что изменение радиационных потоков над ледниками (рост коротковолнового и уменьшение длинноволнового потоков снизу) охватывает сразу значительную толщу атмосферы.

В-третьих, механизм турбулентного обмена между ледниковой поверхностью и атмосферой в условиях глубоких инверсий своеобразен и представляет большой физический интерес, а его роль может оказаться значительной в отдельные моменты времени и в отдельных ледниковых районах, способствуя аномально интенсивному таянию льда. Изучение этого механизма требует организации пульсационных измерений в нижнем слое воздуха над ледниками.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблема взаимодействия оледенения с океаном и атмосферой, прямые и обратные связи основных элементов гляциосферы — ледников, снежного покрова и морских льдов — с другими компонентами географической оболочки, конкретная роль этих связей в формировании и изменениях климата Земли привлекают внимание многих ученых. Показанные в этой книге успехи, а также и пробелы в изучении указанной проблемы позволяют сформулировать задачи дальнейших исследований. Самая общая из них состоит в обеспечении перехода от физических, преимущественно качественных, моделей к количественным, которые можно решать с помощью современной вычислительной техники. Назовем основные задачи дальнейших исследований.

1. Глобальная количественная оценка конкретной роли современного, а также древнего оледенений в тепловом и водном балансах Земли и в эволюции климата.

2. Составление совместно с океанологами математической модели взаимодействий в системе оледенение—океан и решение ее на ЭВМ с дальнейшим использованием этой модели для проверки и уточнения основных постулатов ледниковой теории.

3. Построение на основе новых материалов схемы эволюции размеров и структуры оледенения и сопряженной с ней эволюции ледникового климата для современного состояния системы с включением вероятностных оценок развития этой системы в будущем.

4. Количественные и качественные оценки процессов взаимодействия оледенения с атмосферой и океаном в региональном и локальном масштабах.

5. Разработка физической, а по возможности и количественной модели взаимодействия оледенения с литосферой и введение ее в качестве дополнительного звена в модель оледенение—океан—атмосфера, обеспечение тем самым дальнейшего приближения последней к географической реальности.

6. Разработка новых и приведение в систему существующих методов гляциогидрометеорологических и инженерно-гляциологических расчетов.

Осуществление данной программы, которая безусловно будет уточняться и детализироваться, намечено на период 1986—1990 гг. Несомненно, оно будет способствовать дальнейшему прогрессу гляциологии и климатологии, повышению обоснованности и надежности гляциологических и климатических прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

- Аверкиев М.С.* Влияние альbedo подстилающей поверхности на рассеянную радиацию//Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1965. № 1. С. 37–41.
- Аверьянов В.Г.* Массоэнергообмен ледникового покрова Антарктиды с атмосферой//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979, № 1. С. 20–30.
- Авсюк Г.А.* Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников//Тр. Ин-та географии АН СССР. 1953. Вып. 56. С. 5–43.
- Альман Г.В.* Гляциологические исследования на берегах Северной Атлантики//Материалы гляциол. исслед. 1962. Вып. 4. С. 161–183; Вып. 5. С. 171–196; Вып. 6. С. 181–204.
- Афанасьева В.Б., Есакова Н.П.* Статистические связи между аномалиями некоторых погодных характеристик//Тр. ГГО. 1964. Вып. 165. С. 105–113.
- Афанасьева В.Б., Есакова Н.П.* О связи планетарной высотной фронтальной зоны с положением границы снежного покрова//Там же. 1969. Вып. 236. С. 70–74.
- Афанасьева В.Б., Есакова Н.П., Климентова Р.В.* О связи планетарной высотной фронтальной зоны с положением границы снежного покрова в осенний и весенний сезоны//Метеорология и гидрология. 1979, № 9. С. 110–112.
- Базаров Д.-Д.Б., Резанов И.Н., Будаев Р.Ц.* и др. Геоморфология северного Прибайкалья и Станового нагорья. М.: Наука, 1981. 198 с.
- Бакадур Д., Мурти А., Лал В., Дае М.* Роль снега и ледников в стоке рек Западных Гималаев//Материалы гляциол. исслед. 1980. Вып. 38. С. 121–125.
- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф.* Северо-Восток СССР. М.: Наука, 1964. 290 с.
- Бараиш М.С.* Четвертичные палеотемпературы океанов и некоторые палеогеографические реконструкции//Современные проблемы геологии морей и океанов. М.: Наука, 1980. С. 102–128.
- Бараиш М.С.* Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана: Автореферат дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. М., 1983. 40 с.
- Бараиш М.С.* Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 134–141.
- Барышников Г.Я.* К вопросу о формировании крупновалунного аллювия р. Бии//Геология и полезные ископаемые Алтайского края. Барнаул, 1979. С. 112.
- Бейкер Д.Дж.* Изучение Мирового океана с помощью спутников: Новые методы глобальных исследований//“Импакт”, наука и общество. 1984. № 4. С. 19–29.
- Берг Л.С.* Климат и жизнь. М.: Географиз, 1947. 356 с.
- Биллинглей П.* Эргодическая теория и информация. М.: Мир. 1969. 238 с.
- Борзенкова И.И., Винников К.Я., Спирина Л.П., Стехновский Д.И.* Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881–1975 гг.//Метеорология и гидрология. 1976. № 7. С. 27–35.
- Борисенков Е.П.* Вопросы энергетики атмосферных процессов. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 168 с.
- Борисов Б.А., Минаева Е.А.* Особенности формирования ребристых основных морен горных стран и их значение для палеогляциологии//Материалы гляциол. исслед. 1982. Вып. 44. С. 129–133.
- Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лукинина Е.Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука. 1968. 228 с.
- Брукс Ч.* Климаты прошлого. М.: Изд-во иностр. лит., 1952. 358 с.
- Брызгин Н.Н., Мордвинов А.А.* Метеорологические условия периода абляции и сток с ледников Северной Земли//Материалы гляциол. исслед. 1978. Вып. 32. С. 37–43.
- Будовый В.Д., Нечаев Н.П., Капитанов Б.М., Матвеев Л.Т.* Среднестатистическое положение границ снежного по-

рова в северном полушарии//Метеорология и гидрология. 1983. № 4. С 105–107.

Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 37 с.

Будыко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.

Будыко М.И., Винников К.Я., Дроздов О.А., Ефимова Н.А. Предстоящие изменения климата//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 6 С. 5–20.

Будыко М.И., Соколов А.А. Водный баланс земного шара//Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 569–574.

Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Палеотемпературы в эпоху максимума последнего оледенения на территории СССР//Докл. АН СССР. 1979. Т. 244, № 3. С. 723–727.

Бутвиловский В.В. О следах катастрофических сбросов ледниково-подпрудных озер Восточного Алтая//Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики Барнаул, 1982 С. 12–16.

Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе//Геоморфология. 1985. № 1. С. 65–74.

Васьковский А.П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря//Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 510–545.

Величко А.А. Проблемы реконструкции климата ледниковых эпох//Материалы гляциол. исслед. 1985. Вып. 52. С. 120–130.

Визе В.Ю. Климат морей Советской Арктики Л.; М.: Главсевморпуть, 1940. 124 с.

Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М.: Главсевморпуть 1944. 274 с.

Виллетт Х.Е. Характер связи солнечных и климатических явлений//Солнечная активность и изменения климата. Л. Гидрометеиздат, 1966. С. 23–43.

Виноградов О.Н., Лориус К. Оценка результатов измерений аккумуляции снега на профиле обсерватория Мирный – станция Восток на основании советско-французских исследований 1964 и 1969 гг.//САЭ. 1972. № 83 С. 5–11.

Виноградов В.Н., Мартынов В.Л. Тепловой баланс поверхности ледника Козельского в Авачинской группе вулканов//Материалы гляциол. исслед. 1980 Вып. 37. С. 182–187.

Вительс Л.А. Многолетние изменения барико-циркуляционного режима и их влияние на колебания климата//Тр. ГГО. 1948. Вып. 8 (70). С. 51–109.

Воейков А.И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования//Зап. Рус. геогр. о-ва по общей географии. 1889. Т. 18. № 2. 212 с.

Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших//Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР. 1952. Т. 3. С. 321–364.

Волков Н.А., Гудкович З.М. Основные итоги изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне//Пробл. Арктики и Антарктики. 1967. Вып. 27. С. 55–64.

Волошина А.П. Основные факторы, определяющие радиационный баланс ледниковой и обнаженной поверхностей (по наблюдениям на Эльбурсе)//Материалы гляциол. исслед. 1964. Вып. 13. С. 106–109.

Волошина А.П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М.: Наука, 1966. 150 с.

Волошина А.П. Внешний энергообмен ледника Медвежий на Памире//Материалы гляциол. исслед. 1976. Вып. 26. С. 59–78.

Волошина А.П. Поля абляции и компонентов теплового баланса ледника Обручева на Полярном Урале при некоторых типах погоды//Там же. 1981. Вып. 41. С. 173–180.

Волошина А.П., Инашвили Ш.В. Особенности метеорологического режима ледников Верхней Сванетии в период абляции//Там же. 1972. Вып. 20. С. 124–130.

Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 352 с.

Гайгеров С.С. Вопросы аэрологического строения, циркуляции и климата свободной атмосферы Центральной Арктики и Антарктики. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 320 с.

Галабала Р.О. Отражение тектоники в рельефе северо-восточной части Восточно-Сибирской платформенной равнины и Верхоянской складчатой горной страны: Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1968. 30 с.

Галабала Р.О. Верхнечетвертичные

оледенения Восточной Якутии по данным дешифрирования космических снимков//Космогеологические методы в изучении четвертичного периода. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. С. 110–122.

Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 280 с.

Глазовский А.Ф. Условия стока льда и форма фьордов//Материалы гляциол. исслед. 1984. Вып. 50. С. 115–119.

Глазовский А.Ф. Взаимодействие ледниковых покровов и океана в зоне материковых окраин//Там же. 1985. Вып. 52. С. 140–146.

Глушкова О.Ю. Оледенение территории Северо-Востока СССР в конце позднего плейстоцена//Развитие природы территории СССР в конце плейстоцена и голоцена. М.: Наука, 1982. С. 78–83.

Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.

Головкова Р.Г., Денисова Т.Я. Радиационный и тепловой баланс ледников хребта Запыйский Алатау//Успехи советской гляциологии. Фрунзе: Илим, 1968. С. 84–88.

Голубев Г.Н., Дюргеров М.Б., Золотарев Е.А. Вопросы внешнего массообмена горных ледников в фазу их деградации (по исследованиям на леднике Джанкуат)//Материалы гляциол. исслед. 1979. Вып. 36. С. 126–132.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья: Оледенения, вулканизм, неотектоника. М.: Наука, 1965. 165 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение континентальных шельфов//Палеогеография. М.: ВИНТИ, 1983. Т. 1. 145 с. (Итоги науки и техники).

Гросвальд М.Г., Бурашников Т.А., Суетова И.А. Объем позднеюрмских ледников северного полушария и вероятные следствия их распада//Вестн. АН КазССР, 1977. № 10. С. 30–43.

Гросвальд М.Г., Глазовский А.Ф. Ледниковая эрозия материковых окраин: (К происхождению фьордов и желобов-трогов)//Геоморфология. 1983. № 1. С. 3–14.

Гросвальд М.Г., Глебова Л.Н., Михайлов А.Ю., Шамин П.А. Интенсивность питания позднеплейстоценовых ледников восточной половины СССР//Материалы гляциол. исслед. 1986. Вып. 56. С. 56–64.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Пред-

стоящие изменения климата и судьба ледников//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 6. С. 21–32.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М. Ледники в экосистемах полярных областей: Два сценария предстоящих изменений//Проблемы экологии полярных областей. М., 1983. С. 28–34.

Гросвальд М.Г., Котляков В.М., Кренке А.Н. Взаимодействия оледенения с океаном и проблемы изменений климата//Методологические аспекты современной конструктивной географии. М., 1985а. С. 117–129.

Гросвальд М.Г., Мазо В.Л. Морфолого-динамическая классификация покровных ледников//Материалы гляциол. исслед. 1980. Вып. 40. С. 43–51.

Гросвальд М.Г., Муратова М.В., Шишорина Ж.Г. Климатические эффекты позднеледниковых сёрджей (на примере похолодания 10,5 тыс. лет назад)//Материалы гляциол. исслед. 1985б. Вып. 52. С. 134–140.

Гросвальд М.Г., Хьюз Т., Дентон Дж.Х. Серджи древнеледниковых покровов, их механизм и воздействие на природную среду//Там же. 1978. Вып. 32. С. 170–184.

Груза Г.В., Ранкова Э.Я. Данные о структуре и изменчивости климата. Обнинск, 1979. 201 с.

Гуртовая Е.Е. Некоторые вопросы температурного режима снежного покрова//Роль снежного покрова в природных процессах. М., 1961. С. 121–130.

Давидович Н.В. О температурных различиях близ фронта горного ледника//Материалы гляциол. исслед. 1973. Вып. 21. С. 169–174.

Давидович Н.В. Локальная изменчивость летних метеорологических условий в горно-ледниковых бассейнах Верхней Сванетии//Там же. 1981. Вып. 40. С. 87–95.

Давидович Н.В., Попова В.С. Некоторые модификации турбулентного обмена на горном леднике//Там же. 1973. Вып. 21. С. 169–173.

Девяткин Е.В., Малаева Е.М., Мурзаева В.Э., Шелкопояс В.Н. Плиоциальные плейстоценовые бассейны Котловины Больших Озер Западной Монголии//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 5. С. 89–99.

Долгушин Л.Д. Гляциологические наблюдения в Антарктиде//Там же, 1958. № 6. С. 16–25.

Дородницын А.А. Математика и

описательные науки//Число и мысль. М.: Знание, 1982. Вып. 5. С. 6–15.

Доронин Ю.П. К проблеме уничтожения арктического льда//Пробл. Арктики и Антарктики. 1968. Вып. 28. С. 21–28.

Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 300 с.

Доронин Ю.П., Сметанникова А.В. Влияние метеорологических факторов на сроки льдообразования//Тр. ААНИИ. 1967. Т. 257. С. 45–56.

Дроздов О.А. О связи увлажнения с термическим режимом при колебаниях климата//Метеорология и гидрология. 1977. № 4. С. 3–10.

Дроздов О.А., Кароль Б.П., Мосолова Г.И. Особенности метеорологического режима ледников Средней Азии в летний период (район Памиро-Алая)/Успехи советской гляциологии. Фрунзе: Илим, 1968. С. 160–167.

Дюргеров М.Б., Поповни В.В. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX века//Материалы гляциол. исслед. 1981. Вып. 40. С. 73–81.

Дюргеров М.Б., Урумбаев Н.А. Гляциологические исследования Памирского фирнового плато//Там же, 1977. Вып. 31. С. 30–38.

Евгеев С.А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. М.: Наука, 1964. 120 с.

Есакова Н.П., Афанасьева В.Б., Титов В.М. О влиянии снежного покрова и облачности на аномалии среднедекадных температур//Тр. ГГО. 1969. Вып. 236. С. 64–69.

Ефимцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 165 с.

Завьялова И.Н. О режиме влажности воздуха в Антарктиде//Исследования климата Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 90–99.

Заморзев В.В. Дискуссионные вопросы изучения четвертичного оледенения гор Востока СССР//Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 68–74.

Захаров В.Ф. Походование Арктики и ледяной покров арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 96 с. (Тр. ААНИИ; Т. 337).

Захаров В.Ф. Мировой океан и ледниковые эпохи плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 64 с.

Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.

Захаров В.Г., Котляков В.М. Новые данные о динамике шельфовых ледников моря Уэдделла//Материалы гляциол. исслед. 1980. Вып. 39. С. 181–185.

Зубаков А.В., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.

Зяткова Л.К., Милеева Л.С. Восточный Саян. Западный Саян. Тува//Алтай-Саянская горная область/Под ред. С.А. Стрелкова, В.В. Вдовина. М.: Наука, 1969. С. 276–362.

Иванов В.В. Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана//Тр. ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 138–147.

Изменения климата: Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 360 с.

Казанский А.Б. Опыт приближенной теории палеоклимата в позднем плейстоцене//Материалы гляциол. исслед. 1981. Вып. 40. С. 59–63.

Казанский А.Б. Опыт анализа уравнения глобального водного баланса для исследования изменений уровня Мирового океана в прошлом//Океанология, 1985. Т. 25, вып. 2. С. 228–233.

Калинин Г.П. Пространственно-временной анализ и эргодичность гидрологических элементов//Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1966. № 5. С. 19–34.

Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 377 с.

Калитин Н.Н. Спектральное альbedo снегового покрова//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1938. № 23. С. 153–164.

Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 264 с.

Каплин П.А. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене по данным определений абсолютного возраста древних береговых линий//Проблемы палеогидрологии. М.: Наука, 1976. С. 95–101.

Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1 500 000/Под ред. Е.В. Девяткина, В.Э. Мурзаевой. М.: ГУГК, 1979.

Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980. С. 104–110.

Клиге Р.К. Влияние климата на водный баланс ледников//Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1985. № 1. С. 21–25.

Клиге Р.К., Шлейников В.А. Изменение уровня океана в геологическом

прошлом//Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. С. 114–135.

Клоков В.Д. Таяние и жидкий сток с поверхности ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 127 с.

Колосов Д.М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М.: Главсевморпуть, 1947. 175 с.

Колпаков В.В. Четвертичная система. Геоморфология//Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Н. С. Объяснительная записка. Лист Q = 52,53 – Верхоянск. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. С. 43–55, 95–103.

Колпаков В.В., Шофман И.Л. Новые данные о строении долины р. Вилюя//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. № 5. С. 84–90.

Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 295 с.

Кондратьев К.Я. Лучистая энергия Солнца. Л.: Гидрометеиздат, 1954. 600 с.

Кондратьев К.Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 420 с.

Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.

Коновалов В.Г. Проблема классификации и пространственная изменчивость альбедо однородной поверхности ледников в период абляции//Тр. Среднеаз. НИИ. 1969. Вып. 44 (59). С. 102–107.

Копанев И.Д. Методы изучения снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 226 с.

Коровин В.И. О связи дат разрушения с датами образования снежного покрова//Тр. КазНИГМИ. 1964. Вып. 21. С. 97–99.

Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.

Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 479 с.

Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.

Котляков В.М., Кренке А.Н. Роль наземного оледенения в водно-ледовом балансе Арктики//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 4. С. 11–21

Котляков В.М., Кренке А.Н. Роль

снежного покрова и ледников в глобальных моделях климата//Там же. 1982а. № 1. С. 5–14.

Котляков В.М., Кренке А.Н. Ледники как индикаторы климата//Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1982б. Т. 18. № 11. С. 1215–1229.

Котляков В.М., Лосев К.С., Лосева И.А. Ледовый баланс Антарктиды//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1977. № 1. С. 5–15.

Котляков В.М., Ушаков А.И., Ходаков В.Г. Современные проблемы инженерной гляциологии и хозяйственная деятельность людей//Материалы гляциол. исслед. 1981а. Вып. 40. С. 211–224.

Котляков В.М., Ходаков В.Г., Гринберг А.М. Тепловое проявление снежно-ледовых объектов как метод количественной интерпретации космической информации//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1981б. № 3. С. 127–132.

Котляр И.В. О статистических связях границ снежного покрова с альбедо земной поверхности и температурой на среднем уровне в тропосфере//Тр. ГГО. 1969. Вып. 236. С. 75–82.

Кренке А.Н. Районирование ледников Арктики в связи с циркуляцией атмосферы//Гляциологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. № 9. С. 57–71.

Кренке А.Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов//Метеорология и климатология. М.: ВИНТИ, 1971. Вып. 1. С. 168–207. (Итоги науки и техники).

Кренке А.Н. Климатические условия существования оледенения Средней Азии//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 1. С. 19–33.

Кренке А.Н. Об уровнях гляциологических исследований и о предмете ледниковедения//Материалы гляциол. исслед. 1976. Вып. 27. С. 27–35.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат. 1982. 288 с.

Кренке А.Н., Кукушкина К.И. Метеорологические условия накопления воды в бассейне ледника Колка//Материалы гляциол. исслед. 1976. Вып. 26. С. 130–140.

Кренке А.Н., Ходаков В.Г. О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха//Там же. 1966. Вып. 12. С. 153–164.

Кренке А.Н., Чернова Л.П. Ледниковые системы Северо-Востока СССР//

Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1980. № 1. С. 17–33.

Кренке А.Н., Шютт В. Колебания ледников за исторический период // XXIII Междунар. геогр. конгр. Секция 2. Климатология, гидрология, гляциология. М., 1976. С. 283–286.

Кузнецова Л.П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР. М.: Наука, 1978. 91 с.

Курочкин Ю.Н. Некоторые особенности ветрового режима над ледником Голубина в период абляции // Материалы гляциол. исслед. 1986. Вып. 55. С. 170–174.

Лебедева И.М. Влияние летних снегопадов на таяние ледников Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана // Там же. 1970. Вып. 16. С. 163–173.

Лебедева И.М. "Кающиеся" снега и льды, механизм их образования и индикационное значение // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 3. С. 26–36.

Ледник Абрамова (Алайский хребет). Л.: Гидрометеиздат, 1980. 206 с.

Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ). Л.: Гидрометеиздат, 1978. 184 с.

Ледник Федченко. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962. Т. 2. 198 с.

Ледники Туюксу (Северный Тянь-Шань). Л.: Гидрометеиздат, 1984. 171 с.

Леонтьев О.К. Гипсографическая кривая и батиграфия Мирового океана // Уровень, берега и дно океана. М.: Наука, 1978. С. 61–70.

Ле Руа Ладюри Э. История климата с 1000 года. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 279 с.

Либерман А.А., Муратова М.В., Суетова И.А. Применение нелинейной интерполяции для построения палеоклиматических моделей // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 48–53.

Локтионова Е.М. Статистическая оценка границы распространения снежного покрова // Материалы гляциол. исслед. 1985. Вып. 53. С. 83–90.

Лосева И.А. Значение летних снегопадов как фактора аккумуляции и абляции ледников Эльбруса // Там же. 1964. Вып. 10. С. 74–79.

Лосева И.А. Современное оледенение внетропической части Южной Америки // Там же. 1968. Вып. 14. С. 244–263.

Львович М.И. Парниковый эффект при снеготаянии // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. 1956. Т. 88, вып. 6. С. 526–532.

Лысаков Э.П. Баланс масс и средняя меридиональная циркуляция воздуха над Антарктидой // Исследования климата Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1980. С. 191–198.

Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Шабанов П.Ф. Режим ледников Северного Тянь-Шаня за 25 лет (1956–1981 гг.) // Докл. на VIII Всесоюз. гляциол. симпозиум. Таллин, 1984.

Маркин В.А. Альbedo ледников Земли Франца-Иосифа и его роль в радиационном режиме архипелага // Гляциологические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1961. № 6. С. 111–122.

Маркин В.А. Особенности поступления тепла к поверхности ледников Камчатки в сезон абляции // Гляциологические исследования. М.: Наука, 1976. № 25. С. 21–35.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период (ледниковый период – антропогенный период). М.: Изд-во МГУ, 1965. Т. 1. 371 с.

Мартышев А.П. Современные изменения ледников в верховьях р. Баксан в Приэльбрусье // Материалы гляциол. исслед. 1983. Вып. 47. С. 209–211.

Марчук Г.И. и др. Программа исследований взаимодействия атмосферы и океана...: Атмосфера, океан, космос – Программа "Разрезы". М.; ВИНТИ, 1983. Т. 1. 60 с. (Итоги науки и техники).

Методические материалы к гидрометеорологической характеристике промысловых районов Северной Атлантики: Аномалии температуры воды, 1951–1971 гг. Калининград: АтлантНИРО, 1977. 107 с.

Михайлов А.Ю. Роль рельефа в формировании климатических полей летних осадков Восточной Сибири и Дальнего Востока: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1985. 24 с.

Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 245 с.

Москаленко И.Г. О совершенствовании актинометрических наблюдений на ледниках // Материалы гляциол. исслед. 1985. Вып. 53. С. 164–169.

Мурзаева В.Э., Коноплева В.И., Девяткин Е.В., Серебрянный Л.Р. Плиоциальные обстановки позднего плейстоцена и голоцена в аридной зоне Азии и Африки // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1984. № 4. С. 15–24.

Мюллер Ф. Ледники и их флуктуа-

ции//Природа и ресурсы. М.: ЮНЕСКО, 1982. № 1/2. С. 83–89.

Нефедьева Е.А. Влияние снежного покрова на ландшафтные связи. М.: Наука, 1975. 79 с.

Ни А.А., Лыкоsov В.Н. Вертикальный профиль ледникового ветра: (Численный эксперимент)//Тр. Среднеазиат. регионал. гидрометеорол. ин-та. 1977. Вып. 49 (130). С. 35–40.

Обручев В.А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии//Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода 1931. № 3. С. 43–112.

Обручев В.А. Геология Сибири. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. Т. 3. 576 с.

Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1982. 209 с.

Оледенение Заилийского Алатау/К.Г. Макаревич, Н.Н. Пальгов, Г.А. Токамагамбетов и др. М.: Наука, 1969. 288 с.

Оледенение Земли Франца-Иосифа/М.Г. Гросвальд, А.Н. Кренке, О.Н. Виноградов, В.А. Маркин, Т.В. Псарева, Н.Г. Разумейко, В.Л. Суходровский. М.: Наука, 1973. 352 с.

Оледенение Урала//Л.С. Троицкий, В.Г. Ходаков и др. М.: Наука, 1966. 305 с.

Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965а. 127 с.

Олюнин В.Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки//Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1965б. № 1. С. 79–84.

Осокин Н.И. Снежники и снежниковые системы низко- и среднегорных районов СССР. М.: Наука, 1981. 72 с.

Панов В.Д. Режим и эволюция современного оледенения бассейна р. Черек Безенгийский. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 137 с.

Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1977. 335 с.

Плейстоценовые оледенения востока Азии/Под ред. В.Г. Беспалого. Магадан, 1984. 212 с.

Полякова К.Н. О возможности долгосрочного прогноза времени схода снежного покрова в Северном Казахстане и предгорьях Алтая//Тр. ЦИП. 1961. Вып. 99. С. 124–131.

Радок У. Климатическое значение льда//Технические документы по гидрологии. М.: ЮНЕСКО, 1982. 19 с.

Расмуссон Э.М., Холл М.Дж. Крупное

потепление в Тихом океане в 1982–1983 гг./Бюл. ВМО. 1984. Т. 32, № 4. С. 381–387.

Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 171 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 40).

Рихтер Г.Д. Климатообразующая роль снежного покрова//Изв. Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР. 1970. Т. 6, вып. 4. С. 44–48.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения – доказательство катастрофических прорывов гляциальных озер Горного Алтая//Современные геоморфологические процессы на территории Алтайского края. Бийск, 1984. С. 60–64.

Русанов Б.С., Бородеенкова З.Ф., Гончаров В.Ф., Гриненко О.В., Лазарев П.А. Геоморфология Восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1967. 376 с.

Русин Н.П. Метеорологический и радиационный режим Антарктиды. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 448 с.

Савина С.С. Элементарный циркуляционный механизм как показатель межширотного обмена//Материалы метеорол. исслед. 1979. № 1. С. 5–9.

Сакс В.Н. Четвертичное оледенение Северной Азии по работам В.А. Обручева//Идеи академика В.А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 78–95.

Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Многолетние колебания стока Волги. Л.: Гидрометеоздат, 1971. 166 с.

Сеидов Д.Г. Моделирование синоптической и климатической изменчивости океана. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 207 с.

Сергин С.Я., Щеголова М.С. Климат Берингии в ледниковые эпохи как следствие влияния местных и глобальных факторов//Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 171–175.

Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциозвастазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 270 с.

Спиркин А.И. О древних озерах Дархатской котловины (Западное Прихубсугулье)//Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970. С. 143–150. (Тр. Совмест. сов.-монг. н.-и. геол. экспедиции; Вып. 2).

Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 192 с.

Типы берегов и побережий Мирового

океана/О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянов, Л.Г. Никифоров и др.//Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1979. Вып. 6. С. 28–44.

Томпсон Дж. М. Т. Неустойчивости и катастрофы в науке и технике. М.: Мир, 1985. 254 с.

Троицкий Л.С. Гляциологические исследования в период МГГ на Полярном Урале//Материалы гляциол. исслед. 1962. Вып. 4. С. 41–47.

Тронов М.В. О влиянии летних снегопадов на режим ледников Алтая// Гляциология Алтая. Томск, 1962. Вып. 1. С. 161–168.

Халтинер Д.Д., Мартин Ф.Л. Динамическая и физическая метеорология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 435 с.

Ходаков В.Г. О зависимости суммарной абляции поверхности ледников от температуры воздуха//Метеорология и гидрология. 1965. № 7. С. 48–50.

Ходаков В.Г. Вещественный баланс ледников//Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. С. 239–256.

Ходаков В.Г., Моисеева Г.П. Ледники как индикаторы водности//Метеорология и гидрология. 1972. № 6. С. 83–86.

Хргиан А.Х. Ледниковый ветер//Там же. 1938. № 11/12. С. 51–66.

Хргиан А.Х. Некоторые данные об аэрологической структуре ледникового ветра//Тр. Центр. аэрол. обсерватории, 1948. Вып. 3.

Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. М.: Наука, 1976. 240 с.

Швер Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 285 с.

Шер А.В. Роль Берингийской суши в формировании фауны млекопитающих Голарктики в позднем кайнозое//Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 227–241.

Шумова Г.М., Климанов В.А. Влияние позднеледстоцевого оледенения на развитие растительности и климата прибрежной зоны среднего Приморья//Материалы гляциол. исслед. 1986. Вып. 55. С. 157–161.

Шумский П.А. Об изменении массы ледникового покрова в центре Гренландии//Докл. АН СССР. 1965. Т. 162, № 2. С. 320–322.

Шумский П.А., Кренке А.Н. Современное оледенение Земли и его изменения//Геофиз. бюл. 1965. № 14. С. 128–158.

Ясаманов Н.А. Древние климаты

Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 296 с.

Alt B.T. Synoptic climate controls of mass-balance variations on Devon Island ice cap // Arct. and Alp. Res. 1978. Vol. 10, N 1. P. 61–80.

Ambach W. Zum Wärmehaushalt im Akkumulationsgebiet des Grönlandischen Inlandeises: Interpretation der thermischen Stabilität von kalten Schneeschichten // Polarforschung. 1976. Bd. 46, N 1. S. 40–59.

Anderson J.B., Domak E.W., Kurtz D.D. Observations of sediment-laden icebergs in Antarctic waters. Implications to glacial erosion and transport // J. Glaciol. 1980. Vol. 25, N 93. P. 383–396.

Andrews J.T., Barry R.G. Glacial inception and disintegration during the last glaciation // Ann. Rev. Earth and Planet. Sci. 1978. Vol. 6. P. 205–228.

Baker V.R. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula flooding in Eastern Washington // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 1973. N 144.

Baker V.R., Bunker R.C. Cataclysmic Late Pleistocene flooding from glacial Lake Missoula. A review // Quatern. Sci. Rev. 1985. Vol. 4, N 1. P. 1–41.

Berghörsson P. An estimate of drift ice and temperature in Iceland in 1000 years // Jökull. 1969. Bd. 19. S. 94–101.

Bespaly V.G. Late Pleistocene mountain glaciation in Northeastern USSR // Late Quaternary environments of the Soviet Union / Ed. A.A. Velichko. Minneapolis: Univ. Minn. press, 1984. P. 31–33.

Bindschadler R. Jacobshavns Glacier drainage basin: A balance assessment // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89, N 2. P. 2066–2072.

Boulton G.S. Processes and patterns of glacial erosion // Glacial geomorphology / Ed. D.R. Coates. Binghampton. Univ. N.Y., 1974. P. 41–87.

Boulton G.S. Processes of glacial erosion on different substrata // J. Glaciol. 1979. Vol. 23, N 89. P. 15–38.

Brent Y. Extratropical teleconnection with El Niño southern oscillation // Progr. Phys. Geogr. 1985. Vol. 9, N 3. P. 315–352.

Broecker W.S., van Donk J. Insolation changes, ice volumes and the O¹⁸ record in deep-sea cores // Rev. Geophys. and Space Phys. 1970. Vol. 8, N 1. P. 169–198.

Budd W.F., Keage P.L., Blundy N.A. Empirical studies of ice sliding // J. Glaciol. 1979. Vol. 23, N 89. P. 157–170.

Choudhury B., Kukla G. Impact of CO₂ on cooling of snow and water surfaces // *Nature*. 1979. Vol. 280, N 5724. P. 668–671.

Clague J.J., Mathews W.H. The magnitude of jökulhlaups // *J. Glaciol* 1973. Vol. 12, N 66. P. 501–504.

Clarke G.K.C., Mathews W.H., Pack R.T. Outburst floods from glacial Lake Missoula // *Quatern. Res.* 1984. Vol. 22, N 3. P. 289–299.

CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum // *US Geol. Soc. Map and Charts Ser.* 1981. N MC-34.

Collins D.N. Water and mass balance measurements in glacierized drainage basins // *Geogr. ann. A.* 1984. Bd. 66, N 3. S. 197–214.

Cooke D.W., Hays J.S. Estimates of Antarctic Ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals // *Antarctic geoscience* / Ed. C. Craddock. Madison. Univ. Wisc. press, 1982. P. 1017–1025.

Dahl-Jensen D., Johnsen S.J. Palaeotemperatures still exist in the Greenland ice sheet // *Nature*. 1986. Vol. 320, N 6059. P. 250–252.

Dansgaard W., Clausen H.B., Gundestrup N. et al. A new Greenland deep ice core // *Science*. 1982. Vol. 218, N 4579. P. 1273–1277.

Declier H., Van Autenboer T. Gravity and magnetic anomalies across Jutulstraumen, a major geologic feature in Western Dronning Maud Land // *Antarctic geoscience* / Ed. C. Craddock. Madison: Univ. Wisc. press, 1982. P. 941–948.

Denton G.H., Hughes T.J. The last great ice sheets. N.Y.: Wiley, 1981. 477 p.

Denton G.H., Hughes T.J. Milankovitch theory of ice ages: Hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate // *Quatern. Res.* 1983. Vol. 20, N 2. P. 125–144.

Denton G.H., Hughes T.J., Fastook G.L. et al. Reconstruction and disintegration of ice sheets for the CLIMAP 18,000 and 125,000 years experiments: Results // *J. Glaciol*. 1979. Vol. 24, N 90. P. 495–497.

Die Schweiz und ihre Gletscher / Ed. P. Kasser, W. Haeblerli. Zürich: Kümmerly Verl., 1979. 192 S.

Drewry D.J., Jordan S.R., Jankowski E. Measured properties of the Antarctic ice sheet: Surface configuration, ice thickness, volume and bedrock characteristics // *Ann. Glaciol* 1982. Vol. 3. P. 83–91.

Duplessy J.-C., Delibrias G., Turon J.L.

et al. Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981. Vol. 35, N 2/4. P. 121–144.

Embleton C., King C.A.M. Glacial and periglacial geomorphology. Edinburgh: Arnold, 1968. 608 p.

Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // *Phys. and Chem. Earth*. 1961a. Vol. 4. P. 99–174.

Fairbridge R.W. Convergence of evidence on climatic changes and ice ages // *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 1961b. Vol. 95, N 1. P. 542–579.

Flohn H. Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation // *Quatern. Res.* 1974. Vol. 4, N 4. P. 385–404.

Fluctuations of glaciers, 1959–1965. Paris: Intern. Assoc. Hydrol. Sci., UNESCO, 1967. Vol. 1. 52 p.

Fluctuations of glaciers 1965–1970. Paris: Intern. Assoc. Hydrol. Sci., UNESCO, 1973. Vol. 2. 357 p.

Fluctuations of glaciers 1970–1975. Paris: Intern. Assoc. Hydrol. Sci., UNESCO, 1977. Vol. 3. 269 p.

Frenzel B. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig: Vieweg, 1967. 291 S.

Fujii Y. Aerophotographic interpretation of the surface features and on estimation of ice discharge at the outlet of the Shirase drainage basin, Antarctica // *Наук. зап. Антаркт. Ис.* 1981. N 72. P. 1–15.

Fujii Y., Nikawo M., Shrestha M.L. Mass balance studies of the glaciers in Hidden Valley, Mukut Himal // *Spec. iss. Tokyo*. 1976. Vol. 38. P. 17–21.

Gates W.L. Modelling the ice-age climate // *Science*. 1976. Vol. 191, N 4231. P. 1138–1144.

Glasiologiske undersøkelser i Norge 1980. Oslo, 1982. Papp. N 1–82. 87 s.

Handbook of snow / Ed. D.M. Gray, D.J. Mail. Toronto: Pergamon press, 1981. 776 p.

Hansen A.M. The glacial succession in Norway // *J. Geol.* 1894. Vol. 2, N 2. P. 123–144.

Hoinkes H. Glacial meteorology // *Res. Geophys.* 1964. Vol. 2. P. 391–424.

Hoinkes H. Glacier variation and weather // *J. Glaciol*. 1968. Vol. 7, N 49. P. 3–19.

Hoinkes H. Radiation budget at Little America V, 1957–1958 // *Intern. Symp. Antarct. Glaciol. Explor. Hanover (US),*

1968. Cambridge: IASH Publ., 1970. N 86. P. 263–283.

Hollin J.T., Schilling D.H. Late Wisconsin-Weichselian mountain glaciers and small ice caps // The last great ice sheets. N.Y.: Wiley, 1981. P. 179–206.

Holmgren B. Climate and energy exchange on a sub-polar ice cap in summer // Arct. Inst. N. Amer. Devon I. Exp. 1961–1963. Uppsala Univ., 1971. 43 p.

Holmgren B., Benson C., Weller G. A study of the breakup on the Arctic slope of Alaska by ground, air and satellite observations // Climate of the Arctic. Univ. Alaska Geophys. Inst., 1975. P. 358–366.

Huggert R.J. Earth surface systems. Berlin; Heidelberg: Springer, 1985. 270 p.

Hughes T. West Antarctic ice streams // Rev. Geophys. and Space Phys. 1977. Vol. 15, N 1. P. 1–45.

Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late-Würm Arctic ice sheet? // Nature. 1977. Vol. 266, N 5603. P. 596–602.

ICEX (Ice and climate experiment); Report of Science and Application Working group. NASA (US), 1979. 87 p.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Milankovitch and climate. Pt 1 / Ed. A.L. Berger et al. Reidel, 1984. P. 269–305.

Initial reports of the Deep Sea Drilling Project / Ed. L.D. Kulm, R. von Huene et al. Wash., 1973. Vol. 18. 1077 p.

Keeler C.M. Relationship between climate, ablation, and run-off on the Sverdrup glacier, 1963, Devon Island, N.W.T. Montreal, 1964. 124 p.

Kennett J.P. Marine geology. Englewood Cliffs (N.J.): Prentice-Hall, 1982. 813 p.

Kuhle M. Ein subtropisches Inlandeis als Eiszeitauslöser // Georgia Augusta: Nachr. Univ. Göttingen. Mai 1985. S. 35–51.

Kukla G. Snow covers and climate // Glaciol. Data (Snow Watch 1980). 1981a. N 11. P. 27–39.

Kukla G. Climatic role of snow cover // Proc. Canberra Symp. Dec. 1979. IASH Publ. 1981b. N 131.

Kukla G.J., Angell J.K., Korshover J. et al. New data on climatic trends // Nature. 1977. Vol. 270, N 5638. P. 573–580.

Kukla G., Gavin J. Snow and pack ice indices // Glaciol. Data. 1979. N 6. P. 9–14.

Kukla G.J., Gavin J. Recent secular variations of snow and sea-ice cover // Proc. Riederalp Workshop. Sept. 1978. IASH Publ. 1980. N 126. P. 249–258.

Kukla G.J., Kukla H.J. Increased surface albedo in the Northern Hemisphere // Science. 1974. Vol. 183. P. 709–714.

Kung E.C., Bryson R.A., Lenschow D.H. Surface albedo on the basis of flight measurements and structure of the Earth's surface cover over North America // Monthly Weather Rev. 1964. Vol. 92, N 12. P. 543–564.

La Casinière A.C. de. Heat exchange over melting snow surface // J. Glaciol. 1974. Vol. 13, N 67. P. 55–72.

Laine E.P. New evidence from beneath the Western North Atlantic for the depth of glacial erosion in Greenland and North America // Quatern. Res. 1980. Vol. 14, N 2. P. 188–198.

Lamb H.H. Two-way relationships between the snow or ice limit and 100–500 mb thickness in the overlying atmosphere // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1955. Vol. 81. P. 172–189.

Lamb H.H. The role of atmosphere and oceans in relation to climatic changes and the growth of ice sheet on land // Problems of palaeoclimatology. L. etc., 1964.

Lang K. Über die Bedeutung der Lufttemperatur als hydrometeorologischen Informationsträger // Arbeiten aus der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Wien, 1978. H. 31.

Liestøl O. Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway // Norsk polarinst. Skr. Oslo, 1967. N 141. 63 S.

Lindstrom D., Hughes T.J. Downdraw of the Pine Island bay drainage basins of the West Antarctic ice sheet // Antarct. Journal US. 1984. Vol. 19, N 5. P. 56–58.

Lliboutry L. Snow and ice in the Monte FitzRoy Region (Patagonia) // J. Glaciol. 1953. Vol. 2, N 14.

Lliboutry L. Local friction laws for glaciers: A critical review and new openings // Ibid. 1979. Vol. 23, N 89. P. 67–95.

Lockwood J.G. Milankovitch theory and ice ages // Progr. Phys. Geogr. 1980. Vol. 4, N 1. P. 79–87.

Lockwood J.G. Ice calving, carbon dioxide and the control of ice ages // Ibid. 1985. Vol. 9, N 1. P. 89–96.

Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N.I., Korotkevich Y.S., Kotlyakov V.M., A 150,000-year climatic record from Antarctic ice // Nature. 1985. Vol. 316, N 6029. P. 591–596.

- Makarevich K.G.* Hydrological aspects of the glacier regime in North Tien-Shan in the anomalously arid period of 1974–1978 // *Proc. Exeter Symp.* July 1982. IAHS. 1983. N 138. P. 43–50.
- Malmberg S.* Hydrographic changes in the waters between Iceland and Jan Mayen in the last decade // *Jökull*. 1969. Bd. 19. S. 30–43.
- Manabe S., Broccoli A.J.* The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90(D1). P. 2167–2190.
- Manabe S., Wetherald R.T.* The effects of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model // *J. Atmosph. Sci.* 1975. Vol. 32, N 1. P. 3–15.
- Martin S.* Wind regimes and heat exchange on Glacier de Saint-Sorlin // *J. Glaciol.* 1975. Vol. 14, N 70. P. 91–106.
- Matson M.* The satellite snow-cover record: status, trends, and relationships // *Proc. NOAA Climate Diagnostics Workshop*. La Jolla, 1977.
- Mayo L.R.* Glacier mass balance and run-off research in the US // *Geogr. ann.* A. 1984. Bd. 66, N 3. S. 215–227.
- McIntyre N.F.* A re-assessment of the mass balance of the Lambert Glacier drainage basin, Antarctica // *J. Glaciol.* 1985. Vol. 31, N 107. P. 34–38.
- McKay D.C., Thurtell G.W.* Measurements of the energy fluxes involved in the energy budget of a snow cover // *J. Amer. Meteorol. Soc.* 1978. Vol. 17, N 3. P. 339–349.
- Metcalf R.C.* Energy dissipation during subglacial abrasion at Nisqually Glacier, Washington, US // *J. Glaciol.* 1979. Vol. 23, N 89. P. 233–246.
- Namias J.* Surface-air interaction as a fundamental cause of drought and other climatic fluctuations // *Proc. Rome Symp. Arid Zone Research. Changes in Climate*. Geneva UNESCO and WMO, 1963. P. 345–359.
- Nye J.F.* Water flow in glaciers: jökulhlups, tunnels and veins // *J. Glaciol.* 1976. Vol. 17, N 76. P. 181–207.
- Outlet glaciers and mass-budget studies in Enderby, Kemp and McRobertson Lunds, Antarctica* // V.I. Morgan, T.H. Jacka, G.I. Akerman, A.L. Clarke // *Ann. Glaciol.* 1982. Vol. 3. P. 204–210.
- Péwé T.L.* Quaternary geology of Alaska // *Geol. Surv. Profess. Pap.* 1975. N 835. 145 p.
- Pisias N.G., Moore T.C.* The evolution of Pleistocene climate: a time series approach // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 3. P. 450–458.
- Radok U.* Climatic role of ice: a contribution to the International Hydrological Programme (IHP) // *Hydrol. Sci. Bull.* 1978. Vol. 23, N 3. P. 333–354.
- Radok U., Lile R.C.* A year of snow accumulation at Plateau Station, Antarctica // *Antarct. Res. Ser.* 1977. Vol. 25.
- Rango A.* An international perspective on large-scale snow studies // *Hydrol. Sci. J.* 1985.
- Rea D.K., Leinen M., Janesek T.R.* Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation // *Science*. 1985. Vol. 227, N 4688. P. 721–725.
- Report of the meeting on climate system monitoring*, Geneva, 5–9 December 1983. *World Meteorol. Org.*, 1984.
- Reynaud L., Vallon M., Martin S., Letregully A.* Spatio temporal distribution of the glacial mass balance in the Alpine, Scandinavian and Tien Shan areas // *Geogr. ann. A.* 1984. Bd. 66A, N 3. S. 239–247.
- Rind D., Peteet D.* Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: are they consistent? // *Quatern. Res.* 1985. Vol. 21, N 1. P. 1–22.
- Rose K.E.* Characteristics of ice flow in Marie Byrd Land, Antarctica // *J. Glaciol.* 1979. Vol. 24, N 90. P. 63–75.
- Röthlisberger H., Iken A.* Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed // *Ann. Glaciol.* 1981. Vol. 2. P. 57–62.
- Ruddiman W.F.* Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat. 40° to 65°N) // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. Vol. 88, N 6. P. 1813–1827.
- Ruddiman W.F., Duplessy J.-C.* Conference on the last deglaciation: timing and mechanism // *Quatern. Res.* 1985. Vol. 23, N 1. P. 1–17.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.* Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during Northern Hemisphere ice-sheet growth // *Science*. 1979. Vol. 204, N 4389. P. 173–175.
- Ruddiman W.F., McIntyre A.* The North Atlantic Ocean during the last deglaciation // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1981. Vol. 35, N 2/4. P. 145–214.
- Sancetta C., Imbrie J., Kipp N.G.* Climatic record of the past 130,000 years in North Atlantic deep-sea core V23–82:

correlation with the terrestrial record// Quatern. Res. 1973. Vol. 3, N 2. P. 110–116.

Sea level, ice and climate change: Proc. Canberra Symp. December 1979. IAHS Publ. 1981. N 131.

Shackleton N.J. The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene//Philos. Trans. Roy. Soc. London B. 1977. Vol. 280. P. 169–182.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale//Quatern. Res. 1973. Vol. 3, N 1. P. 39–55.

Shepard F.P. Sea-level rise during the past 20,000 years// Ztschr. Geomorphol. Suppl. 1961. Bd. 3. S. 30–35.

Steffansson U. Temperature variation in the North Icelandic coastal area during recent decades//Jökull. 1969. Bd. 19. S. 18–28.

Street F.A. Tropical palaeoenvironments //Progr. Phys. Geogr. 1981. Vol. 5, N 2. P. 157–185.

Ström K. The Norwegian coast//Norsk geogr. tidsskr. 1959–1960. Bd. 17, H. 1/4. S. 132–137.

Tangborn W. Two models for estimating climate-glacier relationships in the North Cascades, Washington, US//J. Glaciol. 1980. Vol. 25, N 91. P. 3–21.

Thomas R.H. Ice shelves: a review//J. Glaciol. 1979. Vol. 23, N 89. P. 273–281.

Weaver R.L., Barry R.G., Jacobs J.D. Fast-ice studies in Western Davis Strait// 3rd Intern. Conf. Polar Ocean Eng. 1975. P. 454–467.

Weidick A., Olesen O.B. Hydrological basins in West Greenland//Grønlands geol. unders. 1980. N 4. 51 S.

Weller G., Schwerdtfeger P. Thermal properties and heat transfer processes of low-temperature snow//Meteorological studies at Plateau station. Antarctica. Wash. (D.C.), 1977. (Antarct. Res. Ser.; Vol. 25).

Wellman P. Origin and subglacial erosion part of the coastal highland of East Antarctica//J. Geol. 1983. Vol. 91, N 4. P. 471–480.

Wetherald R.T., Manabe S. The effect of changing the solar constant on the climate of a general circulation model//J. Atmosph. Sci. 1975. Vol. 32, N 11. P. 2044–2059.

Williams J. The influence of snow cover on the atmospheric circulation and its role in climatic change//J. App. Meteorol. 1975. Vol. 14, N 2. P. 137–152.

Williams L.D. Ice-sheet initiation and climatic influences of expanded snow cover in Arctic Canada//Quatern. Res. 1978. Vol. 10, N 2. P. 141–149.

Woillard G., Mook W.G. Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies//Science. 1982. Vol. 215. P. 159–161.

Woldstedt P. Das Eiszeitalter: Grundlinien einer Geologie des Quartars. Stuttgart, 1954. 374 S.

Woodcock D. The late Pleistocene of Death Valley: a climatic reconstruction based on macrofossil data // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. Vol. 57, N 2–4. P. 273–283.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От авторов	3
Предисловие	4
<i>Глава 1. Современные ледники и климат. А.Н. Кренке</i>	<i>6</i>
<i>Глава 2. Глобальная климатическая роль снежного покрова. В.М. Котляков</i>	<i>34</i>
<i>Глава 3. Морские льды и климат. В.Ф. Захаров</i>	<i>66</i>
<i>Глава 4. Оледенение, океан и ледниковые климаты плейстоцена: качественная модель. М.Г. Гросвальд</i>	<i>90</i>
<i>Глава 5. Взаимодействие ледниковых покровов с океаном в зоне материковых окраин. А.Ф. Глазовский</i>	<i>117</i>
<i>Глава 6. Уровень Мирового океана и глобальный климат. А.Б. Казанский</i>	<i>135</i>
<i>Глава 7. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера. М.Г. Гросвальд</i>	<i>152</i>
<i>Глава 8. Последнее оледенение гор восточной части СССР: распространение и интенсивность питания. М.Г. Гросвальд, Л.Н. Глебова, В.Н. Орлянкин</i>	<i>171</i>
<i>Глава 9. Баланс массы горных ледников и климат Земли. М.Б. Дюргеров</i>	<i>186</i>
<i>Глава 10. Влияние отдельного ледника на климат. А.Н. Кренке, А.П. Волошина, П.П. Арапов</i>	<i>214</i>
Заключение	235
Литература	236

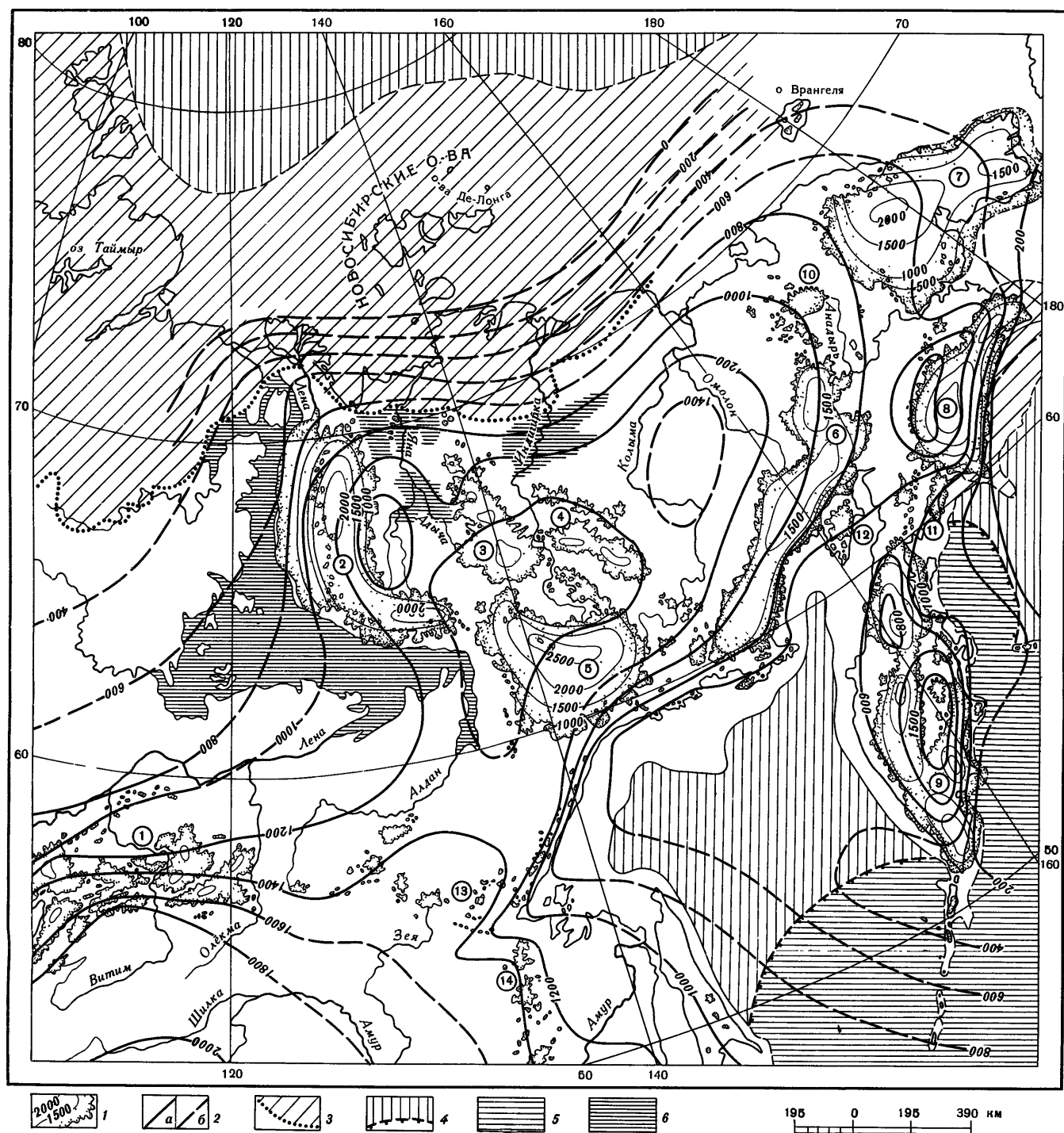


Рис. 45. Позднеплейстоценовое оледенение гор восточной части СССР. Составили Л.Н. Глебова, М.Г. Гросвальд, В.Н. Орлянкин

1 - горные ледники и горно-покровные ледниковые комплексы; 2 - палеоизохионы (изолинии равной высоты древней границы питания ледников), установленные (а) и предполагаемые (б); 3 - граница и площади материковых ледниковых покровов; 4 - древние шельфовые ледники и их фронтальный обрыв; 5 - свободный от оледенения океан; 6 - площади крупнейших ледниково-подпрудных озер. Крупнейшие ледниковые комплексы (цифры в кружках): 1 - Северо-Забайкальский, 2 - Верхоянский, 3 - Западно-Черский, 4 - Восточно-Черский, 5 - Западно-Охотский, 6 - Восточно-Охотский, 7 - Чукотский, 8 - Корякский, 9 - Камчатский, 10 - Илирнейский, 11 - Олюторский, 12 - Тайгоносский, 13 - хребтов Джугджур и Токинский Становик, 14 - Ям-Алинский

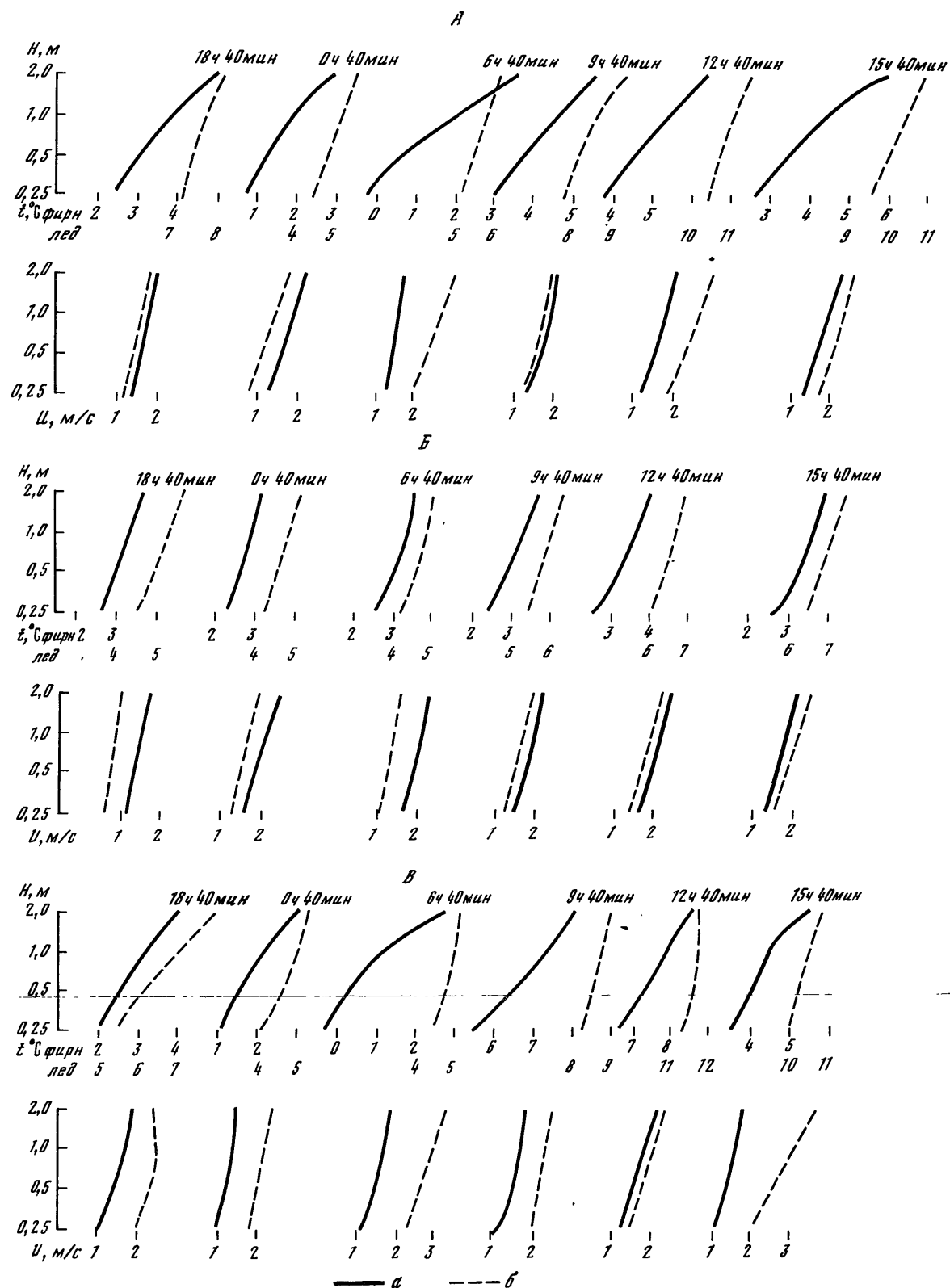


Рис. 56. Вертикальные профили температуры воздуха и скорости ветра в фирновой зоне и в области абляции ледника Марухского при разных условиях погоды

А — для малооблачной устойчивой погоды (выборка за июль—август 1969 г.; Б — для пасмурной погоды с осадками

(выборка за июль—август 1969 г.); В — для малооблачной погоды (данные за 11—12 августа 1969 г.). а — фирн, 2910 м над ур. моря; б — лед, 2560 м над ур. моря. Шкала высот логарифмическая

библиотека
Беспалова



СССР

pp 20r.